Actes du colloque

LES RISQUES NATURELS DANS LE CONTEXTE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

Résumés étendus

Editeurs:
Iulian-Horia HOLOBÂCĂ, Kinga IVAN

14 mars – 17 mars 2018
Faculté de Géographie, Cluj-Napoca, Roumanie

Actes du colloque

LES RISQUES NATURELS DANS LE CONTEXTE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

Résumés étendus

14 mars – 17 mars 2018

Faculté de Géographie, Cluj-Napoca, Roumanie

Editeurs :

Iulian-Horia HOLOBÂCĂ, Kinga IVAN

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2018

RESEARCH CENTER OF GEOGRAPHICAL HAZARDS AND RISKS

ISBN 978-606-37-0361-4

Autorii își asumă întreaga răspundere pentru conținutul rezumatelor extinse. / Les auteurs assument l'entière responsabilité du contenu et de tous les aspects juridiques de leurs manuscrits.

Universitatea Babeş-Bolyai
Presa Universitară Clujeană
Director: Codruţa Săcelean
Str. Hasdeu nr. 51
400371 Cluj-Napoca, România
Tel./fax: (+40)-264-597.401
E-mail: editura@editura.ubbcluj.ro
http://www.editura.ubbcluj.ro/

Content

Brise de mer et pollution atmosphérique au centre-ville de Sfax (centre-est tunisien)

Dahech S.

Université de Sfax (Tunisie), Laboratoire SYFACTE ;
Université Paris Diderot (PRODIG).salem.dahech@gmail.com

***Résumé** : L'objectif est de montrer la variabilité spatio-temporelle de la pollution de l'air à Sfax durant les situations de brises littorales. Le travail s'appuie sur des campagnes de mesures réalisée dans la partie méridionale de l'agglomération et dans l'hyper centre. Les mesures ont été menées de façon itinérante à l'aide d'un capteur portatif de type "Testo", placé à 1,5 m de hauteur et à moins de 1,5 m des voies de circulation, qui effectue des enregistrements toutes les 5 secondes. Les relations entre taux de CO et trafic automobile s'appuient sur les comptages effectués aux points d'arrêt. Durant la renverse nocturne de la brise de mer, des pics de pollution atmosphérique d'origine industrielle s'ajoutent à ceux causés par le trafic routier. A l'échelle du quartier, la morphologie urbaine agit sur l'écoulement de la brise et ainsi sur la dispersion du CO.*

Mot-clé : brise, pollution, morphologie urbaine, Sfax, Tunisie

***Abstract: Sea breeze and air pollution in downtown Sfax (central east Tunisia)**. The objective is to show the spatio-temporal variability of air pollution at Sfax during littoral breezes. The work is based on measurement campaigns carried out in the southern part of the agglomeration and in the hyper centre. The measurements were conducted in a traveling manner using a portable "Testo" type sensor, located 1.5 m high and less than 1.5 m from the traffic lanes, which makes recordings every 5 seconds. The relationships between CO rate and car traffic are based on the counts made at the stopping points. During the nocturnal reversal of the sea breeze, peaks of air pollution of industrial origin are added to those caused by road traffic. At the neighbourhood scale, urban morphology affects the flow of the breeze and thus the dispersion of CO.*

Keywords: breeze, pollution, urban morphology, Sfax, Tunisia

Introduction

L'impact de la brise littorale sur la pollution atmosphérique est incontestable. En effet, il a été démontré dans plusieurs villes que la brise littorale, en raison de ses caractéristiques thermodynamiques, est favorable à la détérioration de la qualité de l'air. D'abord, la faible vitesse de la brise, particulièrement durant les renverses et la phase nocturne, exhérède la dispersion des polluants (Roussel, 1993). Ensuite, l'alternance brise de mer/brise de terre crée une circulation fermée contrariant la dispersion des polluants (Janoueix-Yacono, 1995). Puis, l'air ramené par la brise, relativement frais, rend l'atmosphère plus stable près de la côte en sursoyant les mouvements d'ascendance. Cette convection devient très limitée la nuit à cause de l'installation d'une couche

d'inversion thermique bloquant la dispersion verticale des polluants atmosphériques (Carrega, 1995). Enfin, le temps radiatif caractérisant les situations de brise déclenche la pollution photochimique. Ainsi, *« Plusieurs travaux ont montré que des dépassements des seuils préconisés par l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) sont relevés dans des villes méditerranéennes par temps de brise comme c'est le cas à Marseille (Michaud, 2013), à Nice (Martin, 2008), à Athènes (Kambezidis et al., 1998), à Barcelone (Milan et al., 1996), Sfax (Dahech et al., 2006)…etc* » (Dahech, 2014).

Dans ce travail nous privilégions l'échelle fine en étudiant la variation spatiotemporelle du monoxyde de carbone (CO) à l'échelle de l'agglomération de Sfax et du quartier central par temps de brise en utilisant des capteurs portatifs permettant de multiplier les points de mesures.

1. Cadre spatial, méthodes et données

Nous traitons la qualité de l'air dans la partie méridionale de l'agglomération de Sfax englobant administrativement les délégations de Sfax centre, Sfax Ouest, Sfax Sud et Thyna, auxquelles s'ajoute la ceinture périurbaine (fig. 1). Cet espace se caractérise par une densité urbaine élevé, il abrite environ 400 000 habitants. Il se caractérise par l'importance des sources émettrices des polluants atmosphériques. De même nous estimons avoir une bonne connaissance de l'espace étudié. Nous avons choisi de se limiter dans ce travail aux situations de brises de mer connues par leur détérioration de la qualité de l'air et par une fréquence très élevée notamment en été.

Les mutations socio-économiques importantes qu'a connues la région n'étaient pas sans conséquences sur l'équilibre écologique. Depuis les années soixante-dix la région était coupée de sa mer avec l'installation des salines ainsi que des zones industrielles le long du littoral. A l'ouest, l'aéroport et la base militaires causaient des nuisances sonores remarquables. Dans cette zone, se sont implantés des quartiers populaires profitant de la baisse considérable du prix du foncier. Certains sont programmés : Elhabib, Elbahri, Ennour au SO (les quartiers de Sfax Ouest durant les années 1980), à environ 4km du centre et Thyna 1 et 2 et Elmoez 1, 2, 3 et 4 à proximité de la nouvelle zone industrielle aménagée de Thyna à partir de 1990. D'autres sont non programmés, abritant essentiellement des travailleurs issus de l'exode rural comme quartier Enkhili dans la zone industrielle Sidi Salem, Elbadrani et Ibn Jazzar au sud de la SIAPE, Ben Saida, Elwafa, Ennasr 1 et 2 et Erriadh à proximité de l'aéroport.

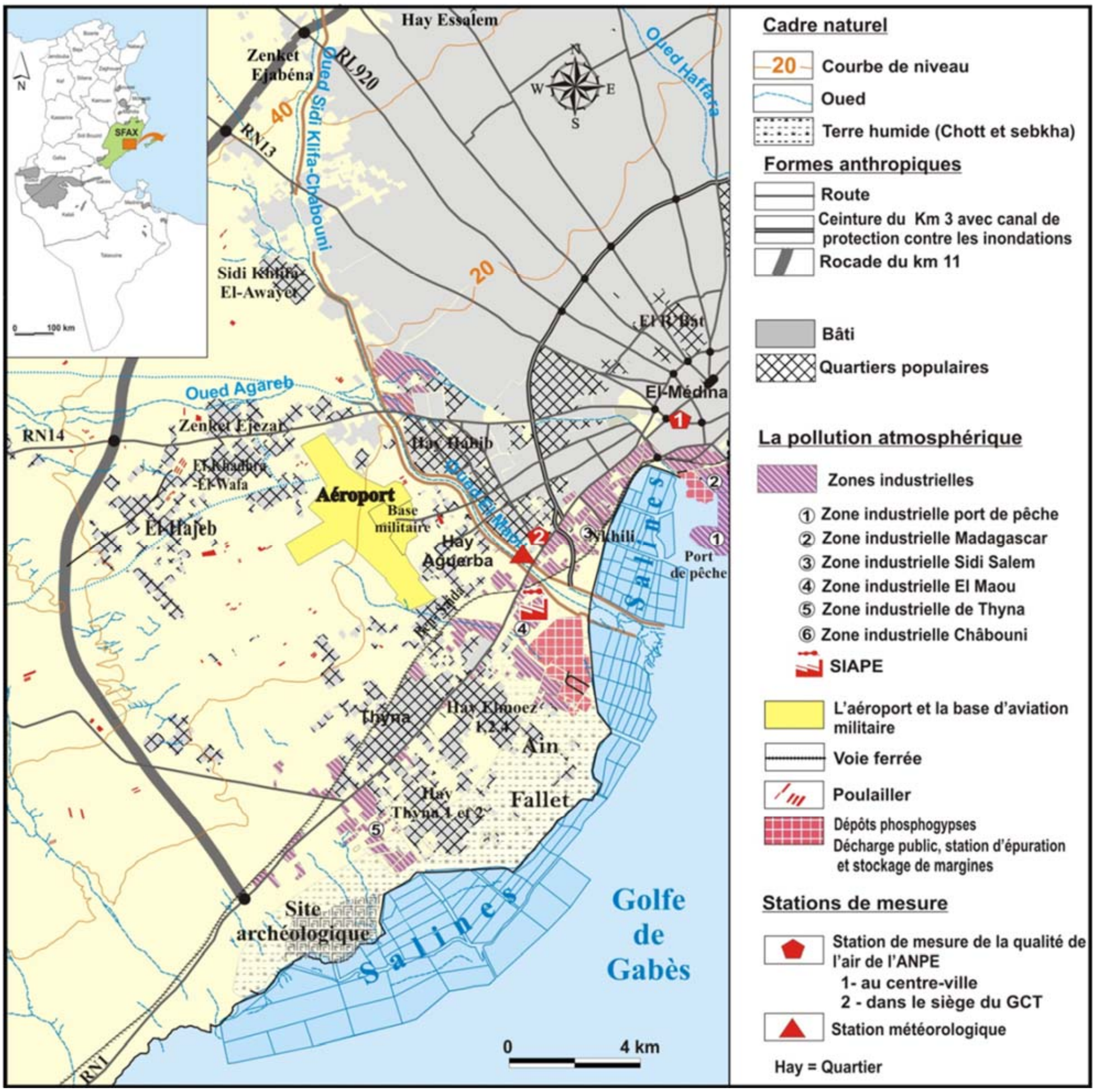


Figure 1 : *Localisation de la zone d'étude, des zones industrielles et des stations de mesures météorologique et de la pollution atmosphérique.*

La production croissante des dérivés des phosphates propulsée par l'expansion du marché mondial ainsi que l'augmentation des déchets incinérés à ciel ouvert, parallèlement à la croissance démographique qu'a connu l'agglomération de Sfax, ont détérioré d'avantage la qualité de l'air dans la partie sud de Sfax. La SIAPE rejette annuellement des quantités importantes de SO_2, de fluor et de particules. Elles sont, respectivement, de l'ordre de 13427, 1352 et 2266 tonnes soit 47,2%, 95% et 28,4% de l'ensemble de ces émissions à Sfax (Dahech, 2007). Des émissions qui s'ajoutent à celles émanées par les décharges à ciel ouverts. Outre les sources fixes, le trafic routier contribue près des grands axes de circulation et des croisements à la détérioration de la

qualité de l'air. En effet, la zone d'étude est sillonnée par 5 radiales. Elle est traversée par les routes nationales 1, 14 et 13 (respectivement les routes de Gabès, de l'aéroport, et de Menzel Chaker), et par les routes locales de Mharza et Soukra. La densité du trafic routier baisse en s'éloignant du centre (environ 40 000 véhicules/jour) vers la campagne environnante (4000 véhicules/jour) selon le recensement général de la circulation en 2007 publié par la Direction Générale des Ponts et Chaussées et Direction de l'Exploitation et de l'Entretien Routier (Dahech et Bouaziz, 2012).

En raison de la faible densité du réseau de surveillance de la qualité de l'air (deux stations de l'ANPE), des mesures itinérantes se sont avérées adéquates pour étudier la répartition spatiale des taux de monoxyde de Carbone (CO). C'est un polluant facile à mesurer par des capteurs portables et c'est un bon indicateur de la pollution émise par les deux sources fixes et mobiles. Cette technique permet d'effectuer des mesures à peu près instantanées sur un réseau de mesures assez dense. Les mesures ont été faites durant un intervalle de temps relativement court. Les déplacements (en automobile ou à moto) ont été faits simultanément par trois à quatre équipes afin d'assurer une couverture de l'espace étudié en un minimum de temps. Chaque équipe est généralement formée de deux opérateurs. La prise de mesure, correspondant à un arrêt, dure au maximum deux minutes après avoir arrêté le moteur du véhicule. Le CO est mesuré avec des capteurs portables de type *Testo 400.*

2. L'influence du cycle quotidien des brises littorales sur la répartition spatio-temporelle du CO dans la partie méridionale de l'agglomération

En situation de brise de mer estivale, des mesures itinérantes du CO ont été faites en situation de brise, le 03/08/2007, dans le centre-ville et la partie méridionale de l'agglomération. Cette journée représente un exemple typique de situation de brise marine estivale. Un marais barométrique domine en surface et favorise un temps calme et ainsi, le déclenchement et l'évolution de la brise de mer sans l'influence du vent synoptique. Durant cette saison et lors de ce type de situation météorologique, les conditions de dispersion ne changent pas beaucoup d'un jour à l'autre. Le matin, vers 7h, la brise de terre disparaît et celle de mer commence à s'installer (renverse matinale). Elle se caractérise par un vent faible de 1 m/s en moyenne et de direction N à NNE. Ce vent oriente les panaches de fumées vers les quartiers de la route de Gabès (El Badrani et El Moez ; fig.2).

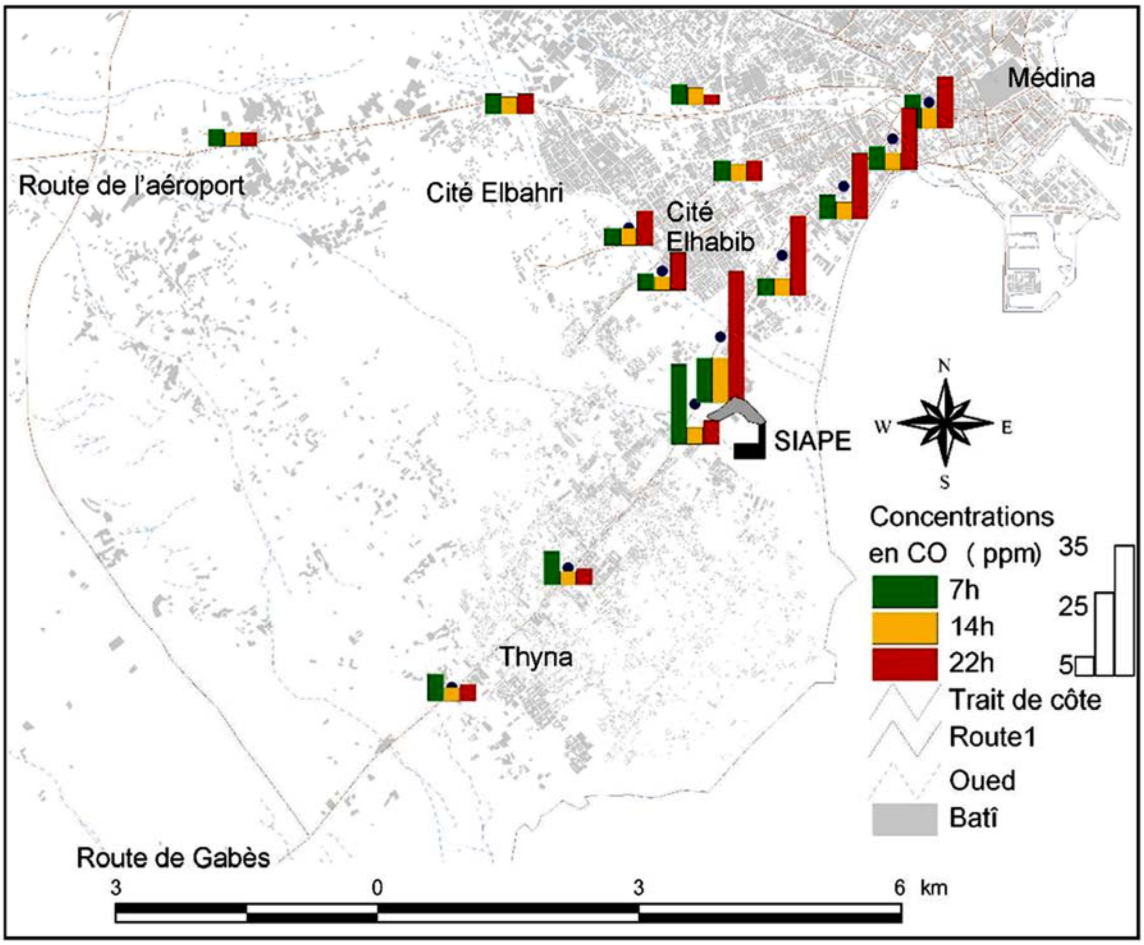


***Figure 2** : Variabilité spatio-temporelle de la répartition du CO au centre et au sud de l'agglomération de Sfax le 03/08/2007 à 8h, 14h et 22h ; (mesures itinérantes réalisées instantanément par trois équipes ; moyenne de 2 mn par point de mesure ; capteur Testo 400).*

Des taux de CO autour de 16 ppm sont enregistrés dans ces quartiers ; ils sont plus élevés dans le premier qui est plus proche de la SIAPE. A 200 m, les taux de CO avoisinent 25 ppm. Dans le centre-ville, le pic matinal estival, entre 7 et 8h, correspond à l'heure des déplacements domicile-travail. Les taux les plus élevés sont enregistrés au niveau des principaux carrefours. Ils sont compris entre 5 et 10 ppm (fig.2).

A 14 h, les taux de CO les plus élevés sont observés à proximité de la SIAPE (dans un rayon de 500 m) sous les panaches des polluants, mais ils diminuent rapidement au fur et à mesure qu'on s'en éloigne (fig.2). Dans le centre-ville, le trafic est dense (l'heure de la mesure correspond à la sortie du travail en été), les taux de CO enregistrés varient entre 3 et 5 ppm. En se dirigeant vers la campagne, le trafic devient plus fluide (cause principale de la baisse du taux de CO), la vitesse de la brise augmente (fig. 2) et une baisse des taux de CO est remarquée. Deux heures après le coucher du soleil, une déviation de la brise de mer s'opère dans le sens anticyclonique. Entre 21 et minuit, la brise souffle du SE à SO avec une vitesse très faible variant entre 0,5 et 2 m/s (fig.3). Elle dirige les fumées de la zone industrielle El Maou vers le centre-ville et la partie orientale des quartiers populaires très denses de Sfax Ouest, comme cité Elhabib. La nuit, la concentration des polluants est très élevée en raison de la faiblesse de la vitesse du vent et de la hauteur réduite de la couche limite. Les taux de CO, à proximité de la SIAPE, dépassent 30 ppm, soit une valeur au-dessus des seuils préconisés par l'OMS (25 ppm pour une durée d'exposition de 1

heure), car la durée de l'épisode de renverse peut durer plusieurs dizaines de minutes certains jours. Dans le centre-ville, malgré un trafic fluide, les taux de CO relevés sont de 15 ppm (fig.3). Ces résultats sont confirmés aussi par les mesures faites par la deuxième station de l'ANPE.

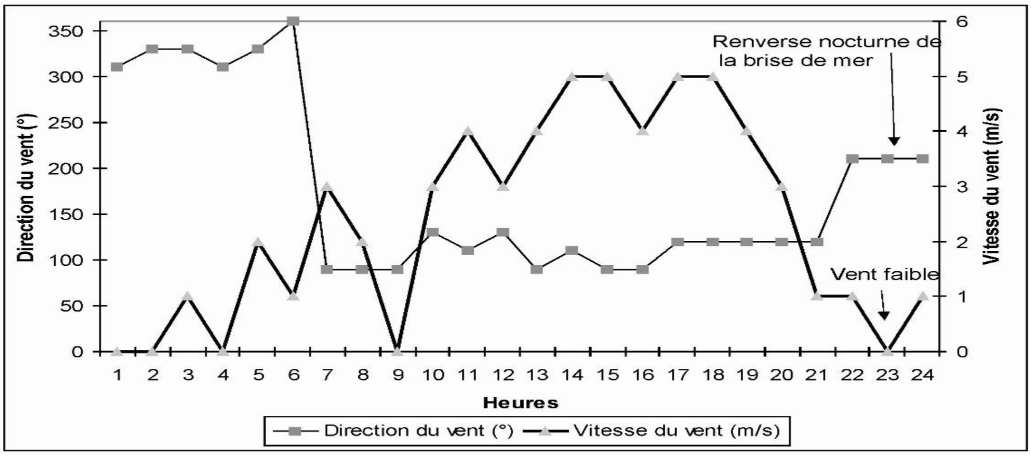


Figure 3 : *Vitesse et direction du vent à l'aéroport le 3 août 2007 : une situation typique de brise de mer (Données INM).*

3. Variabilité des taux de CO à l'échelle du quartier de Sfax El-Jadida

Le quartier de Sfax Eljadida est parmi les composantes du centre-ville de Sfax. Il couvre 67 ha (3 fois la Médina), construit en grande partie, sur les anciens cimetières de la ville. En effet, ce nouveau centre a été densifié à plusieurs reprises, sous la pression de la société d'aménagement et des promoteurs immobiliers : les surfaces bâties ont été multipliées par trois ainsi que la hauteur des bâtiments pour répondre à la demande croissante de logements et de services (Bennasr, 2003).

Dans ce quartier, l'étroitesse des rues, 12m pour la plupart, a ralenti, d'une part, la circulation routière et occasionné des bouchons qui peuvent parfois durer plus d'une heure. D'autres part, elle a freiné le vent et détérioré par la suite la qualité de l'air. D'après, les mesures itinérantes réalisées dans le quartier entre septembre 2007 et mars 2009 et les mesures fixes en mai 2007, les concentrations en CO dépassaient souvent 15 ppm durant les heures de pointes par temps calme dans les grands croisements (Dahech et Rekik, 2012). Certes, le cycle quotidien et hebdomadaire des concentrations en CO est variable en fonction du trafic routier et des conditions météorologiques. Les pics du CO, correspondant aux heures de pointes, sont plus marqués durant les jours ouvrables comme le montre le cycle journalier du CO près du croisement avenue Majida Boulila/avenue du 14 janvier (point 2 sur la fig. 5). « *Durant les jours ouvrables, les pics de CO correspondent aux déplacements pendulaires de la population soit à 8h, 18h et plus ou moins à 13h. Le samedi et le dimanche les pics de CO sont moins élevés, ils ne dépassent pas 7 ppm. Le samedi les pics sont relevés à 8h et 13h c'est à dire à l'entrée et à la sortie du travail, alors que le dimanche un seul pic est enregistré à 11h, heure de la fréquentation des cafés et des commerces du centre-ville* » (Dahech et Rekik, 2012) (fig. 4).

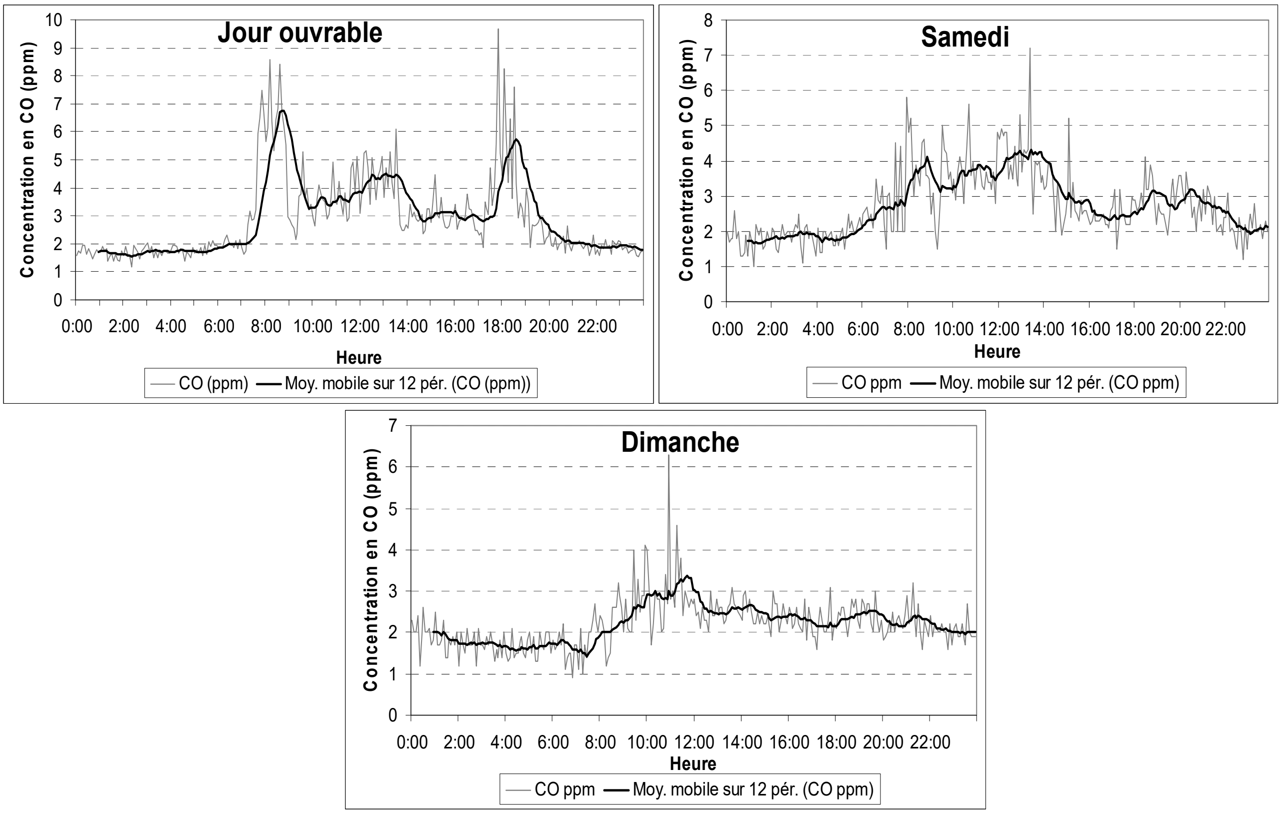


Figure 4 : *Cycle quotidien des concentrations en CO à 1km du centre-ville de Sfax (point 2 sur la figure suivante, capteur Testo, semaine du 21 mai 2007, pas de temps de 5 minutes) (Dahech et Rekik, 2012).*

Cependant, durant la période de pointe du trafic routier, le CO varie considérablement à l'échelle du quartier, sa répartition spatiale est tributaire indubitablement du trafic routier mais aussi de la vitesse du vent. Cette dernière est influencée par l'orientation des rues et de leur morphologie comme le montre les mesures itinérantes réalisées le 4 juin 2008 (fig. 5).

Les pics du CO (16ppm) sont enregistrés au niveau des deux ronds-points encadrant l'avenue du 14 janvier (point 2 et 10 sur la fig. 5) en raison d'un trafic congestionné durant l'heure de pointe. Alors que les valeurs les plus basses (environ 3ppm) sont enregistrées au niveau de la rue piétonne de Sidi Lakhmi (point 9) et dans les endroits moins fréquentés comme dans le terrain nu situé à l'ouest de l'avenue Ibn Jazzar (point, 13). Le vent, quand il est canalisé par les immeubles (effet venturi), s'accélère comme le cas dans l'avenue de Carthage où il peut atteindre 6m/s en aval de l'avenu (point, 4, fig. 5) et contribue conséquemment à la baisse des concentrations en CO. Ainsi, au quatrième point, correspondant au croisement avenue Majida Boulila/avenue Carthage, les concentrations en CO baissent d'environ 1/3 par rapport au point 2 malgré que le trafic au niveau de ces deux points soit comparable. Cette diminution s'explique par l'impulsion de la vitesse du vent au niveau de l'avenue Carthage bordé par des bâtiments plus haut que ceux de l'avenue 14 janvier (fig. 5, photo de gauche).

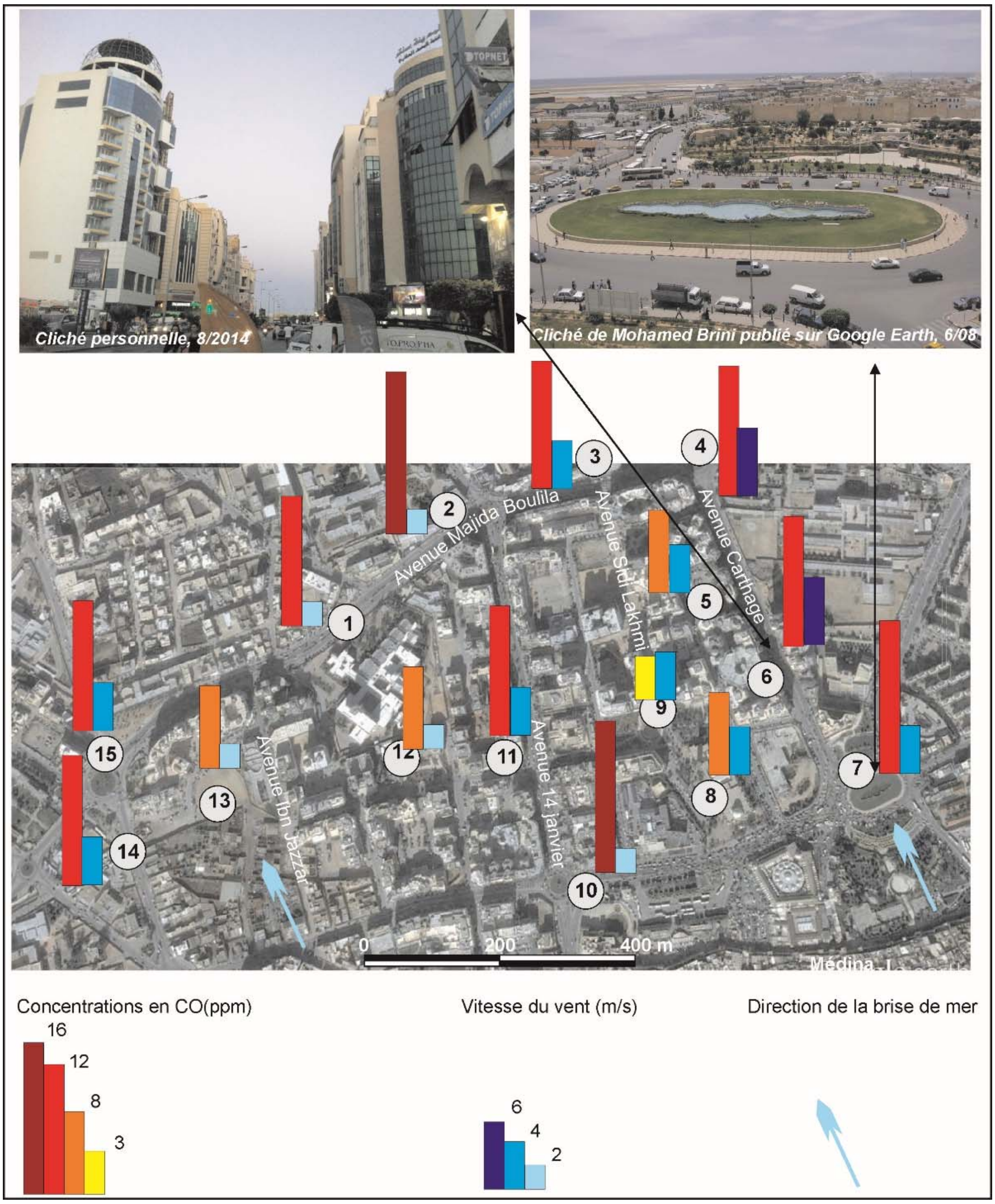


Figure 5 : *Répartition spatiale du CO et de la vitesse du vent dans le quartier de Sfax Eljadida durant la période de pointe de fin de journée (de 18h à 18h30) (moyenne de 2mn par point ; mesures réalisées instantanément par deux opérateurs équipés de matériel Testo, par temps de brise le 4 juin 2008).*

Conclusion

La brise littorale est associée à un beau temps : ciel clair, absence des précipitations, vent modéré. Néanmoins, la brise, sur le littoral tunisien, particulièrement dans les grandes villes industrielles comme Tunis, Sfax et Gabès, est associée à des taux de pollution relativement élevés dépassant 5 fois les normes préconisées par l'OMS. Durant la renverse nocturne de la brise de mer, des pics de pollution atmosphérique d'origine industrielle s'ajoutent à ceux causés par le trafic routier. Au sud de l'agglomération de Sfax, les zones les plus exposées au risque de pollution atmosphérique correspondent à des quartiers populaires, pour la plupart non programmés, habités par des populations

relativement sensibles. L'amélioration de la qualité de vie dans ces quartiers passe obligatoirement par la résolution du problème de la qualité de l'air et ce à travers la délocalisation de la SIAPE. Une solution radicale qui accélèrerait la réalisation du projet de réhabilitation des côtes sud de l'agglomération de Sfax (le SMAPIII). A l'échelle du quartier du nouveau centre-ville, les rues orientées perpendiculairement au trait de côte sont drainées par la brise de mer qui assainit l'air. Une conclusion à prendre en considération dans les aménagements futurs comme le projet Taparura au nord du centre de Sfax.

Bibliographie

Carrega P., 1995 : *Approches de la structure thermique et hygrométrique d'une brise de mer par mesures aéroportées*. Climat pollution atmosphérique santé, Hommage à Gisèle Escourrou, groupement de recherche climat et santé, Dijon, 165-175.

Dahech S., 2007 : *Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique*. Thèse de doctorat de l'Université Paris VII, 309 p + annexes.

Dahech S., 2014: *Brise de mer et dégradation de la qualité de l'air dans les villes industrielles : cas de Tunis, Sfax et Gabes*. In Risque climatiques en Tunisie (dir, Hénia L), 26p.

Dahech S, Beltrando G et Quenol H., 2006 : Brise de mer et pollution atmosphérique à Sfax (Tunisie). *Pollution atmosphérique*, **190**, 211-223.

Dahech S et Rekik F., 2012 **:** Trafic routier et pollution sonore à Sfax (Tunisie méridionale) : étude pluridisciplinaire. *Pollution atmosphérique* N° 125, 259-274.

Janoueix-Yacono D., 1995 : Rapport entre la brise de mer ou de lac, la structure de la couche limite planétaire et pollution atmosphérique sur les plaines littorales urbanisées. In. Climat pollution atmosphérique santé, Hommage à Gisèle Escourrou, groupement de recherche climat et santé, Dijon, 177-201.

Kambezidis HO, Weidauer D, Melas D and Ulbricht M., 1998 : Air quality in the Athens basin during sea breeze and non sea breeze days using laser remote sensing technique. *Atmos Environ* ; **32** : 2173-2182.

Martin N., 2008 : *La pollution par l'ozone et la climatologie dans un espace méditerranéen : les Alpes Maritimes*, thèse de doctorat, 281 p.

Michaud V., 2013 : *Evaluation de la qualité de l'air dans le quartier de la Barasse à Marseille*. Rapport d'étude AIR PACA., 23p.

Millan M, Castro R, Fernandez-Patier R, Goberna J., 1992 : *Mesometeorological cycles of air pollution in the Iberian Penisula (MECAPIP)*. Air Pollution Research Rep, EUR14834 : 219 p.

Roussel I., 1993 : Climat et qualité de l'air. *Cahier de géographie physique, Université des Sciences et Technologies de Lille*, N° 9, 33-46.

Les sècheresses à Rennes : passé, présent et futur

Vincent Dubreuil [(1)]***, Chloé Lamy*** [(1)]***, Olivier Planchon*** [(1)]

[(1)] *Univ. Rennes, CNRS, LETG COSTEL - UMR 6554, F-35000 Rennes, France*
[vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr, chloe.lamy1@gmail.com, olivier.planchon@univ-rennes2.fr]

Résumé *– Cette étude présente l'évolution des sécheresses à Rennes depuis 1879 (données observées) jusqu'à 2100 (données projetées). Les méthodes retenues sont le bilan hydrique avec le choix de l'indice du déficit d'évaporation et les types de climat annuel (TCA) utilisant la classification de Köppen. Les résultats montrent la forte variabilité interannuelle observée depuis plus d'un siècle avec des évènements historiques (1906, 1921, 1976 ou 2003) sans qu'une tendance très nette puisse être établie. Les projections du modèle Météo-France montrent, en revanche, une forte tendance à l'augmentation du déficit au cours du XXIe siècle et la recrudescence des TCA à étés chauds et secs.*

Mots-clés : *Sécheresse, Changement climatique, Bretagne, Bilan hydrique, Types de Climat Annuel, Köppen.*

Abstract – The droughts in Rennes: past, present and future. *This study presents the evolution of droughts in Rennes since 1879 (observed data) up to 2100 (projected data). The methods used are the water balance with the choice of the index of the evaporation deficit and the types of annual climate (TCA) using the Köppen classification. The results show the strong inter-annual variability observed for more than a century with some extreme events (1906, 1921, 1976 or 2003) but without a clear trend. The projections of the Météo-France model show, on the other hand, a strong tendency of the deficit to increase during the 21st century as well as the increase of TCAs with hot and dry summers.*

Keywords: *Drought, Climate Change, Brittany, Water Balance, Annual Climate Types, Köppen.*

Introduction

La région de Rennes, située en Bretagne, est souvent confrontée à la question de la disponibilité de la ressource en eau lors des épisodes de sécheresses. En effet, bien que située dans une région réputée humide (Dubreuil, 1996, 1997, 2005), la variabilité interannuelle du climat peut engendrer des situations de déficit hydrique en toute saison. En outre, la faiblesse des ressources en eau liée à la structure géologique (socle composé de granites, grès et schistes) et la modestie de la taille des bassins versants rendent la région tributaire des eaux de surfaces et donc du bilan entre précipitations et évapotranspiration. Ainsi, par le passé, des sécheresses importantes ont frappé l'économie régionale et notamment l'agriculture comme en 1976 ou 1989. Dans un contexte de croissance économique, démographique et touristique soutenue depuis plusieurs décennies, la perspective du changement climatique et notamment la hausse des températures peut rendre la situation encore plus tendue (Merot et al., 2012). Il s'agit donc dans cet article de voir comment ont évolué la fréquence et l'intensité des sécheresses à Rennes depuis un siècle et d'envisager leur évolution probable au cours du XX1e siècle.

1. Données et méthodes

Les données utilisées ici sont de deux natures : des données observées à la station Météo France de Rennes Saint-Jacques et des données modélisées. Dans les deux cas on a effectué le bilan hydrique en utilisant la formule de Penman pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP ou ET0) avec une réserve utile fixe de 125 millimètres, représentative de la région et en appliquant une décroissance logarithmique classique de la réserve utile au cours de la période déficitaire (Mounier, 1975). Le calcul du bilan de l'eau a été réalisé au pas de temps mensuel permettant de mettre en évidence la fréquence et l'intensité des périodes de déficit hydrique (définies par la différence entre l'ETP et l'ETR). Cet indicateur de sécheresse permet de caractériser non seulement chacun des mois mais aussi les saisons et les années en cumulant les valeurs mensuelles. Il est donc un peu différent de celui utilisé, par exemple, pour le rapport CLIMSEC (Soubeyroux et al., 2011).

Nous avons utilisé les données homogénéisées de températures et précipitations disponibles pour la station de Rennes de 1881 à 2004 (Moisselin et al., 2002). Pour l'insolation, la série homogénéisée ne débute qu'en 1923 et nous avons reconstruit la série 1881-1922 comme décrit par Dubreuil et Planchon (2009). Pour la vitesse du vent, indisponible dans les bases de données, les valeurs moyennes mensuelles ont été utilisées. Le cumul de ces deux méthodes d'extrapolation des séries à partir de valeurs moyennes ou reconstituées tend à sous-estimer les valeurs de l'ETP pour la période historique.

Concernant la période future, les données du portail DRIAS de Météo-France ont été utilisées en extrayant les données du point de Rennes. Ces données sont disponibles pour la période 2006 à 2100 pour plusieurs modèles et pour différents scénarios du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). Les données quotidiennes utilisées ici sont celles du modèle du CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques) désagrégées à la résolution de 8 kilomètres via le modèle régional ALADIN-Climat (Salas y Media et al., 2005 ; Page et Terray, 2010) et le système SAFRAN (http://www.drias-climat.fr/). Les deux scénarios retenus sont les RCP 4.5 et RCP 8.5, soit un scénario intermédiaire et pessimiste en termes de trajectoires d'émissions de gaz à effet de serre. La confrontation entre les données observées et les données modélisées pour la période de référence (1971-2006) montre un très léger biais froid et humide du modèle avec une sous-estimation de l'ETP ou du DE inférieure à 10% par rapport à l'observé, comparable à celui observé par Lamy et Dubreuil (2010 et 2013) mais utilisant les anciens scénarios du GIEC.

Enfin, un dernier type de traitement consiste à définir pour chaque année, le type de climat annuel (TCA) observé à Rennes en appliquant la classification de Köppen sur chaque année et non sur une moyenne calculée sur 30 ans (Eveno et al., 2016). Cette méthode permet de visualiser la variabilité interannuelle du climat via les TCA en

effectuant des fréquences sur des périodes choisies. Précisons que le seuil de Köppen choisi pour définir la sécheresse estivale est lorsqu'un mois d'été a mesuré une hauteur de précipitations (en millimètres) inférieure à deux fois la température moyenne du mois. Les autres seuils de Köppen sont inchangés par rapport à la méthode originelle (Köppen, 1901 ; Kottek et al., 2006).

2. Résultats

Les résultats présentés ici sont de deux natures. Les graphiques en damier permettent de reconstituer la variabilité interannuelle du bilan de l'eau dans leur séquence chronologique et d'identifier le TCA correspondant. Les bilans moyens ou leur représentation en fréquences ainsi que les graphiques en camembert des fréquences des TCA donnent une vision plus synthétique de l'évolution de la contrainte de la sécheresse à Rennes.

La reconstitution des sécheresses passé par la méthode de l'ETP Penman donne des résultats voisins à ceux obtenus par Dubreuil et Planchon (2009) : on retrouve sur la figure 1 les années les plus déficitaires : 4 mois secs consécutifs en 1892, 1906, 1921 ou 1938. Pour autant, seule l'année 1921 est classée en type BSk (semi-aride selon Köppen). Toutes les autres années sont classées en Csb ou Cfb à l'exception notable de l'année 1879-1880, seul TCA classé D ! La période plus récente, postérieure à 1945 ne connait qu'une seule année avec 4 mois secs consécutifs (1976) et une seule année classée BSk (1989). Dans ces deux cas, la sécheresse estivale est précédée d'un hiver peu arrosé sans reconstitution complète des réserves utiles. Il faut remarquer également que toutes les années à été chaud (TCA Cfa ou Csa) sont toutes postérieures à 1980 : 1983 (Cfa), 2003 et 2006 (Csa).

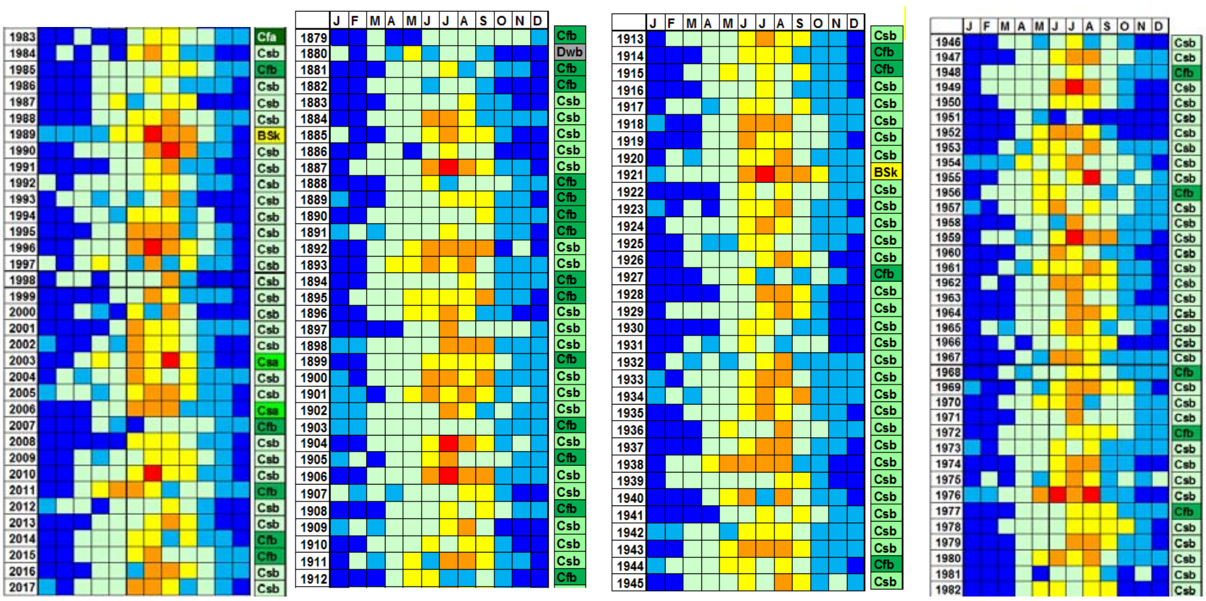
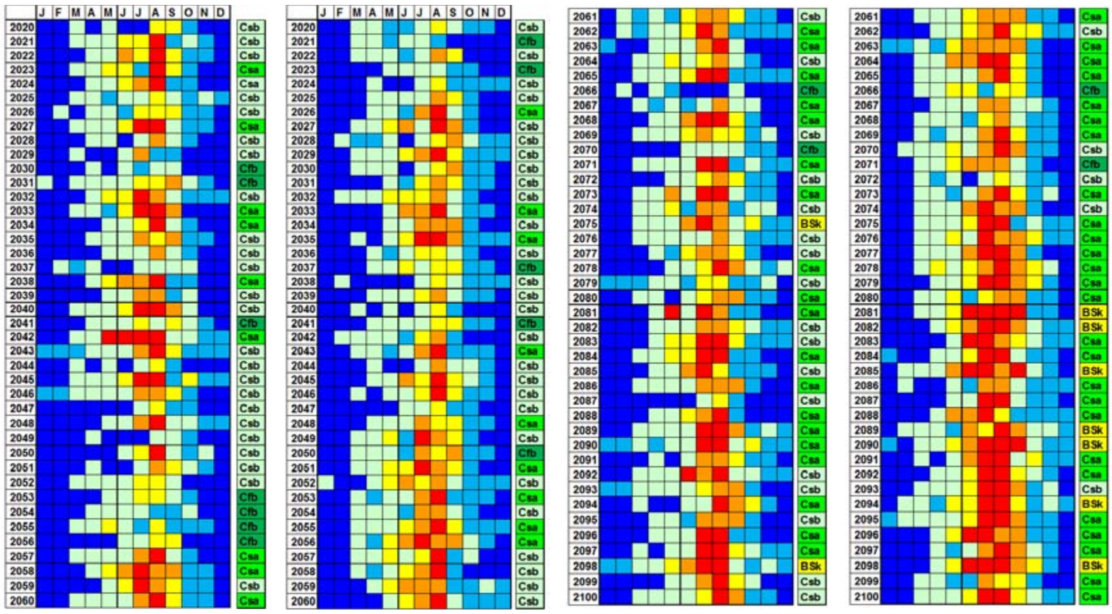


***Figure 1 :** Variabilité interannuelle du bilan de l'eau et TCA (Köppen) à Rennes de 1879 à 2017 : ETP Penman et RU de 125mm. Données, Météo France.*



RCP 4.5 2020-2060 RCP 8.5 2020-2060 RCP 4.5 2061-2100 RCP 8.5 2061-2100

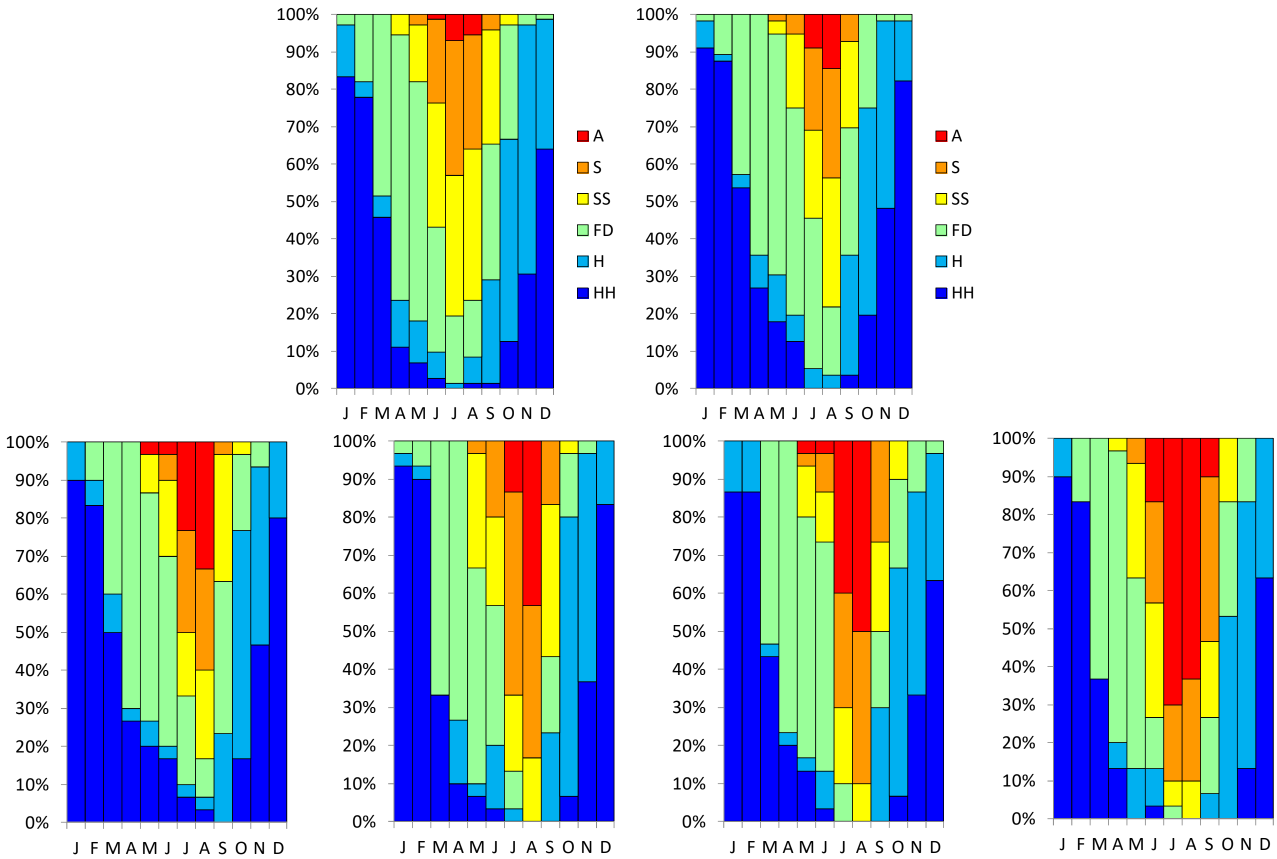
Figure 2 : *Variabilité interannuelle du bilan de l'eau et TCA (Köppen) à Rennes de 2020 à 2100 pour les scénarios RCP 4.5 et 8.5; ETP Penman et RU de 125mm. Modèle CNRM (données Drias, Météo France).*

Légende commune aux figures 1 et 2 :

- Mois hyper humide (P > ETP, RU reconstituées)
- Mois humide (P > ETP, RU non reconstituées)
- Faible déficience (P < ETP et 0 < DE < 30 mm)
- Mois subsec (P < ETP et 30 < DE < 60 mm)
- Mois sec (P < ETP et 60 < DE < 100 mm)
- Mois aride (P < ETP et DE > 100 mm)

Types de climat annuels (Köppen) :

BSk : Semi aride frais
Cfa : Tempéré à été chaud sans saison sèche
Cfb : Tempéré à été frais sans saison sèche
Csa : Tempéré à été chaud et saison sèche estivale
Csb : Tempéré à été frais et saison sèche estivale



RCP 4.5 2020-2060 RCP 8.5 2020-2060 RCP 4.5 2061-2100 RCP 8.5 2061-2100

Figure 3 : *Fréquences des déficits du bilan de l'eau à Rennes de 1946 à 2100 : ETP Penman et RU de 125mm. En haut à gauche, données observées et en haut à droite données modélisées sur la même période de référence (1971-2005). Données, Météo France. Même légende que la figure 2.*

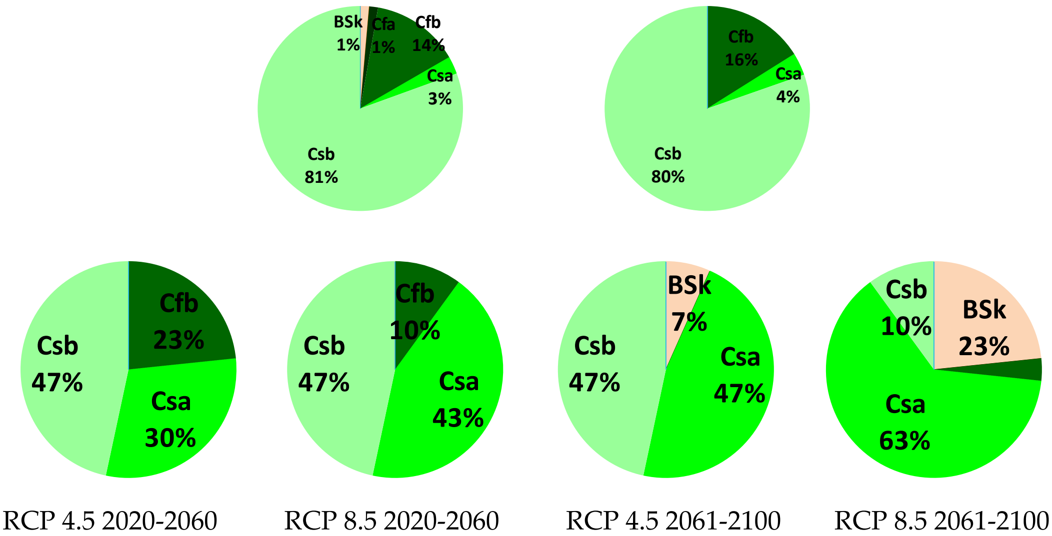


Figure 4 : *Fréquences des TCA (Köppen) à Rennes de 1946 à 2100. En haut à gauche, données observées et en haut à droite données modélisées sur la même période de référence (1971-2005). Données, Météo France. Même légende que la figure 2.*

Les projections futures de la figure 2 permettent de mesurer l'évolution probable de la fréquence et de l'intensité des sécheresses au cours du XXIe siècle pour les scénarios RCP 4.5 et RCP8.5. Le régime océanique des précipitations semble s'accuser avec des étés qui deviendraient de plus en plus systématiquement marqués par la sécheresse avec, fréquemment, 2 à 4 mois "arides" (D.E. supérieur à 100mm). Les années avec trois voire quatre mois secs consécutifs deviendraient beaucoup plus fréquentes, surtout pour la deuxième moitié du siècle et le scénario 8.5.

Ce contraste entre un hiver restant bien arrosé et un été plus chaud et plus sec est bien visible sur les fréquences mensuelles de la figure 3. Ainsi, la fréquence des mois humides et hyper-humides en janvier et février ne change quasiment pas. En revanche, pour le mois de décembre la fréquence des mois hyper-humides diminue pour les deux scénarios pour la fin du siècle, montrant un remplissage de plus en plus tardif des réserves utiles en eau du sol. L'été connait une fréquence des mois secs de plus en plus importante : elle passerait de 30 à 40% actuellement pour les mois de juillet et août à 50 à 70% pour le milieu du siècle et 80 à 90% en fin de siècle !

Les saisons intermédiaires du printemps et de l'automne connaitraient également des évolutions intéressantes bien que moins spectaculaires sur l'été. Il faudrait attendre la fin du siècle et uniquement le scénario RCP8.5 pour observer une majorité de mois secs en juin et septembre : cette évolution marquerait une extension du caractère sec de l'été rennais assez remarquable. Au-delà de l'intensité absolue du déficit, les mois de printemps confirment l'extension de la période déficitaire qui débuterait dès le mois de mars. La fin de l'automne, de son coté, resterait bien arrosée avec des déficits restant limités mais un retard dans le remplissage des RU.

La fréquence des TCA pour les différentes périodes confirme l'évolution vers des étés plus chauds et plus secs. La fréquence des TCA Csa passerait ainsi de 3 à 4% pour la période actuelle à 30% pour le milieu de siècle dans le scénario RCP4.5 à plus de 40% (presque une année sur deux) pour le scénario RCP8.5 comme pour l'échéance fin de siècle du scénario RCP4.5. Les types Csa deviendraient même largement majoritaires (près de deux années sur trois) pour le scénario RCP8.5 à échéance de fin de siècle : seulement dans ce cas d'ailleurs, les moyennes annuelles feraient basculer Rennes dans le type moyen de Köppen Csa comme une bonne partie de la France de l'ouest (Rubel et Kottek, 2010). Fort logiquement, les TCA Cf voient leur proportion décliner et deviendraient quasi absents dans la deuxième moitié du XXIe siècle. En revanche, les types Csb se maintiendraient autour d'une fréquence d'une année sur deux sauf pour le scénario RCP8.5. Une dernière évolution est à noter et concerne le développement du type BSk, soit semi-aride frais selon Köppen. Ce type, très rare jusqu'à maintenant (1921 et 1989 uniquement dans la période d'observation) deviendrait significatif dans la deuxième moitié du XXIe siècle et pourrait même représenter près d'une année sur quatre dans le cas du scénario RCP8.5 !

Conclusion

Cette étude confirme les résultats antérieurs présentés par divers auteurs concernant l'aggravation potentielle de la situation vis à vis de la sécheresse dans la région de Rennes. Ce fait n'est pas nouveau puisque les observations montrent que des phénomènes longs et intenses ont déjà eu lieu dans le passé. Les données du bilan de l'eau montrent que la tendance à l'aggravation du déficit n'est cependant pas encore statistiquement significative car l'augmentation de l'ETP (via l'augmentation des températures) est en partie compensée par la légère tendance à la hausse des précipitations. Cependant, les types de climat annuels montrent que seules deux années récentes (2003 et 2006) ont permis d'observer des étés considérés comme chauds et secs d'après la méthode de classification utilisée.

Les projections du modèle du CNRM dans le cadre des deux scénarios étudiés ici montrent que la fréquence de telles années devrait augmenter au cours de ce siècle, rendant plus aigüe la question de la gestion de l'eau en Bretagne. Les étés chauds et secs, voire semi-arides, encore rares, deviendraient ainsi fréquents (50 à 80% des situations) à la fin du XXIe siècle tout comme les déficits d'évaporation exceptionnels enregistrés en 1976 ou 1989 ! Ce constat devra cependant être confirmé par l'utilisation des données issues d'autres modèles et confronté à d'autres types d'indicateurs de sécheresse. Il conviendrait également de considérer l'impact très différent de la sécheresse en fonction de l'activité économique considérée.

Bibliographie

DUBREUIL V., 1996 : Synthèse géographique de la sécheresse dans les régions océaniques, *La Météorologie*, 8e série, n°15, pp.22-34.

DUBREUIL V., 1997 : La sécheresse dans la France de l'Ouest : une contrainte climatique trop souvent oubliée. *Sécheresse*, **8**, 47-55.

DUBREUIL V., 2005 : Un risque climatique à géographie variable : la sécheresse dans la France de l'ouest. In « *Les risques climatiques* », sous la direction de D. Lamarre, Belin-Sup, GDR RICLIM, pp.147-173

DUBREUIL V., PLANCHON O., 2009 : Bilan d'un siècle d'observation des sécheresses et des types de circulations atmosphériques associées à Rennes. *Actes du XXIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie,* Cluj, Roumanie, septembre 2009, pp.139-144

EVENO M., PLANCHON O., OSZWALD J., DUBREUIL V., QUÉNOL H., 2016 : Variabilité et changement climatique en France : analyses au moyen de la classification de Köppen et des « types de climats annuels ». *Climatologie* (13), pp.47-70.

KÖPPEN W., 1901. Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Meteorologische Zeitschrift*, 18, 106-120.

KOTTEK M., GRIESER J., BECK C., RUDOLF B., RUBEL F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 259-263.

LAMY C., DUBREUIL V., 2010 : Impact des sécheresses en Bretagne sur le bilan hydrique: modélisation à partir du climat d'années passées. *Actes du XXIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Rennes, France, septembre 2010, pp.325-330

LAMY C., DUBREUIL V., 2013 : Impact potentiel du changement climatique sur les sécheresses pédologiques en Bretagne au 21eme siècle. *Climatologie*; Vol.10, pp.107-121.

MEROT P., DUBREUIL V., DELAHAYE D., DESNOS P., 2012 : *Changement climatique dans l'Ouest : évaluation, impacts, perceptions.* Presses universitaires de Rennes, 458 p.

MOISSELIN, J.M., SCHNEIDER, M., CANELLAS, C., MESTRE, O., 2002 : Changements Climatiques en France au 20ème siècle. Étude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures. *La Météorologie*, 38, 45-56

MOUNIER J., 1977 : Aspects et fréquences de la sécheresse en Bretagne : essai de définition de la sécheresse en Europe océanique. *Revue de géographie de Lyon,* **52**, 167-176.

PAGE C., TERRAY L., 2010 : Nouvelles projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21ème siècle : les scénarii SCRATCH2010. Climate Modelling and Global Change TR/CMGC/10/58, CERFACS, Toulouse, France, 25 p.

RUBEL F., KOTTEK M., 2010. Observed and projected climate shifts 1901-2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift*, 19, 135-141.

SALAS Y MELIA D., F. CHAUVIN, M. DEQUE, H. DOUVILLE, J.-F. GUEREMY, P. MARQUET, S. PLANTON, J.-F. ROYER ET S. TYTECA, 2005 : Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. Note de centre n° 103 du CNRM, Météo-France, Toulouse.

SOUBEYROUX J.-M., VIDAL J.-P., NAJAC J., KITOVA N., BLANCHARD M., DANDIN P., MARTIN E., PAGE C. & HABETS F., 2011 : Impact du changement climatique en France sur la sécheresse et l'eau du sol. *Rapport final du projet ClimSec,* Météo-France, 72 p.

Modélisation hydrologique et hydraulique pour cartographier les zones inondables dans le bassin versant de la rivière Kennebecasis, Nouveau-Brunswick, Canada

***Fortin G.* [1, 2]*, Long M.-A.* [1]*, Thériault F.* [2]*, Goudard G.* [3]**

[1] *Département d'histoire et de géographie,*
Université de Moncton, Moncton, New Brunswick, Canada, E1A 3E9
[guillaume.fortin@umoncton.ca; eml0665@umoncton.ca]
[2] *Maîtrise en études de l'environnement,*
Université de Moncton, Moncton, New Brunswick, Canada, E1A 3E9 [eft8445@umoncton.ca]
[3] *Département de Géographie, Laboratório de Climatologia (LABOCLIMA – UFPR),*
Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba, Paraná, Brésil
[gabigoudard.ufpr@gmail.com]

***Résumé** – Nous avons créé des cartes des risques des zones inondables pour le bassin versant de la rivière Kennebecasis située dans le sud du Nouveau-Brunswick (N.-B.), au Canada. La plupart des cartes des zones inondables dans la province sont anciennes et nécessitent des mises à jour (l'année médiane pour les cartes au N-B. est 1992). Depuis cette époque le territoire a connu de nombreuses modifications de l'utilisation et de la couverture du sol mais le climat a aussi connu de nombreux changements. Nous présentons un aperçu de deux approches complémentaires utilisées soit : la modélisation hydrologique (HEC-HMS) et la modélisation hydraulique (HEC-RAS), puis nous discutons de leurs avantages et inconvénients respectifs. En ce qui concerne le changement climatique et ses effets potentiels sur le régime de précipitations à l'échelle du bassin, tels que la quantité, le type (neige ou pluie), l'intensité et la fréquence, il est important de disposer d'outils flexibles pour assurer la gestion des risques. Ces modèles permettent de simuler des inondations à l'échelle du bassin tout en tenant compte des impacts directs et indirects engendrés par les activités humaines. Nos résultats indiquent que la combinaison de différentes approches aide à créer des cartes plus réalistes basées sur des caractéristiques naturelles et humaines. L'identification des vulnérabilités sur les cartes des risques est également un élément important à considérer. Parmi les défis futurs anticipés, il y a la fonte des neiges et les embâcles de glace, deux éléments difficiles à simuler, mais qui seront grandement affectés par les changements climatiques futurs.*

***Mots-clés :** modélisation, hydrologie, hydraulique, cartographie, zones inondables.*

***Abstract** – **Hydrological and Hydraulic Modeling to Map and Manage Floods-Risk Area in the Kennebecasis Watershed, New Brunswick Canada.** We create hazard maps for flood management in the Kennebecasis River watershed a flood prone area located in southern New Brunswick, Canada. Most of the hazard maps in the province are dated and therefore require updates (median date for the maps in NB is 1992). Since then, land use, land cover as well as climate have known many changes. We present an overview of two complementary approaches used in this study: hydrologic modeling (HEC-HMS) and hydraulic modeling (HEC-RAS), then we discuss the pros and cons of each one. In regards to climate change and its potential effects on precipitation patterns, such as the amount, types, intensity and frequency, it is important to have flexible tools for hazard management. Such models allow us to simulate floods at the watershed scale while also considering direct and indirect impacts brought forth by human activities. We found that combining different approaches help to create more realistic maps based on both natural features. Amongst the future challenges we have to tackle, there is snowmelt as well as ice jams. Both are difficult to simulate, but will certainly be greatly affected by future climate change.*

***Keywords:** modeling, hydrology, hydraulic, mapping, flood risk.*

Introduction

Les inondations sont les catastrophes naturelles qui affectent le plus grand nombre de personnes sur la planète car elles sont les plus fréquentes et elles peuvent survenir partout où se trouve un cours d'eau. Globalement, elles représentent 90% des calamités entraînant des pertes économiques (75%) et des victimes (72,5%) (Nunes, 2009, Munich Re, 2010).

La gestion des inondations est une priorité pour le gouvernement du Nouveau-Brunswick (GNB, 2014). Comme la plupart des cartes des zones inondables (ZI) remontent au début des années 1980, il est essentiel qu'elles soient mises à jour.

Dans un travail précédent, des cartes des ZI ont été réalisé en utilisant l'approche hydrogéomorphologique basée sur des caractéristiques physiques, tel que décrit par Fortin et al., 2016. Dans ce travail, nous combinons la méthode hydrologique et hydraulique pour créer des cartes des ZI basées sur la relation entre la fréquence des crues, la plaine d'inondation ainsi que les niveaux d'eau.

1. Site d'étude

Le bassin versant de la rivière Kennebecasis, situé dans le sud du Nouveau-Brunswick, couvre une superficie de près de 1 346 km^2 (figure 1). Ce bassin est composé de plusieurs affluents qui forment cinq sous-bassins, dont les deux cartographiés dans cette étude : le ruisseau Trout (superficie de 219,32 km^2) et la rivière Millstream (superficie de 274,27 km^2) (KWRC, 2013).

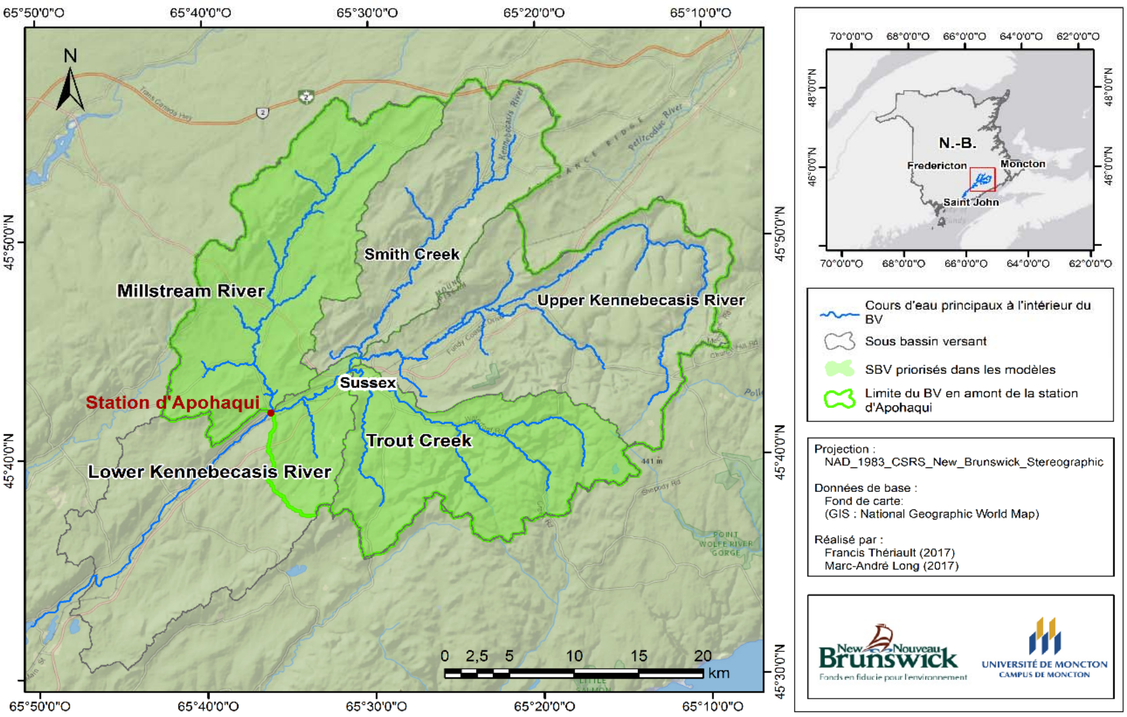


Figure 1 : *Localisation de la zone d'étude et du bassin versant de la rivière Kennebecasis.*

Les quantités de précipitations totales pour les stations météorologiques de Sussex (45° 43'N, 65° 32'W, alt. 21,3 m) et Moncton A (46°06'44''N ; 64°40'43''O, alt. 70,7 m) sont respectivement de 1142,2 mm et de 1223,1 mm (de 1962 à 2009) et leur répartition est relativement uniforme tout au long de l'année. D'autre part, les températures varient considérablement d'une saison à l'autre, les températures maximales mensuelles étant d'environ 25°C en juillet et août alors que les températures mensuelles minimales sont d'environ -15°C en janvier, ce qui en fait le mois le plus froid de l'année. (Environnement Canada, 2016).

2. Données et méthodes

L'organigramme de la figure 2 schématise les principales étapes de réalisations du projet. Le projet décrit ici concerne la deuxième année ainsi qu'une partie de la troisième année (2016-2017 ; 2017-2018). La carte des risques (qui combine aléa et vulnérabilité) pour la gestion des inondations est en cours de réalisation.

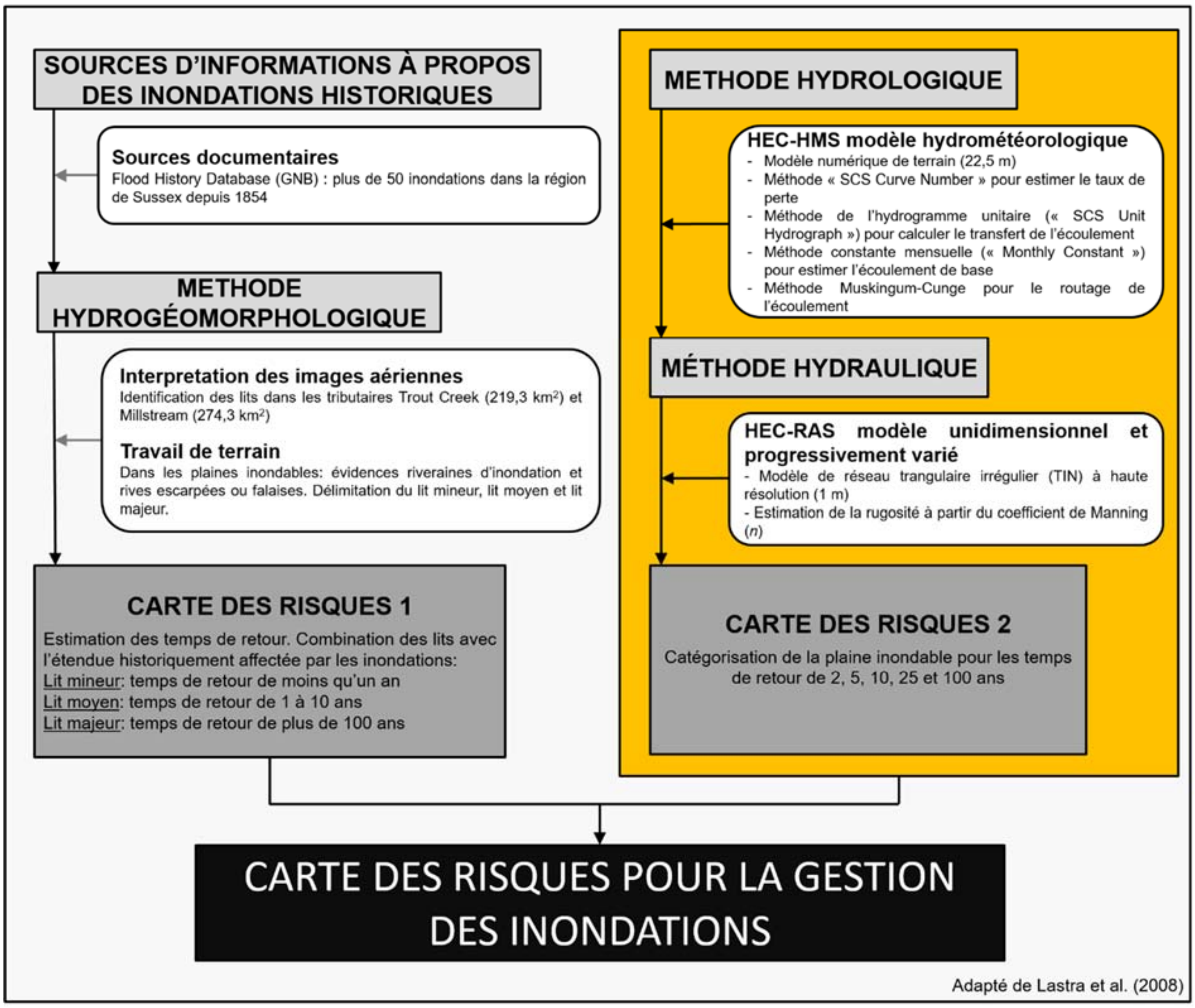


Figure 2 : *Organigramme présentant les principales étapes du projet.*

3. Résultats et discussion

3.1. Modélisation hydrologique

Les données des pluies horaires et les caractéristiques physiques régionalisées entrées dans le modèle HEC-HMS nous ont permis de développer un modèle pluie-débit simulant les processus hydrologiques dans le bassin partiellement jaugé de la rivière Kennebecasis (Fleming et Brauer, 2015). Cela nous a permis de simuler des épisodes de pluies intenses qui peuvent être particulièrement utiles pour évaluer les réponses hydrologiques du bassin. Le modèle calibré et optimisé avec le numéro de courbe de ruissellement (CN) a simulé avec succès des inondations ayant différentes caractéristiques, telles que le type de sol, l'utilisation des terres, les conditions hydrologiques et l'humidité antérieure (Mishra et Singh, 2003). Même si les courbes de récession sont généralement surestimées, les hydrogrammes d'écoulement se sont révélés satisfaisants (figure 3).

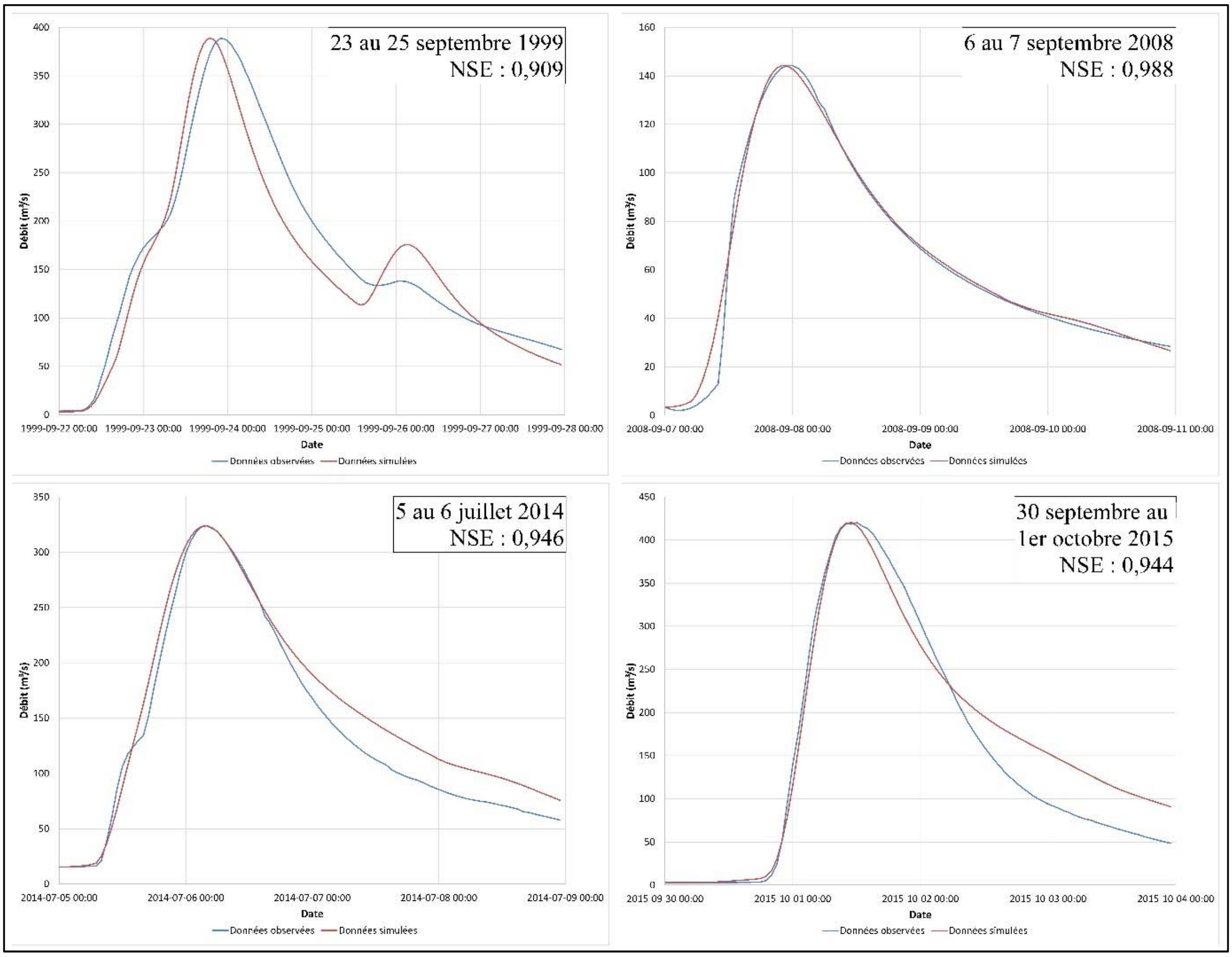


Figure 3 *: Hydrogrammes d'inondation calibrés et optimisés à la station d'Apohaqui (01AP004) pour plusieurs événements d'inondation. Ils indiquent des coefficients d'efficacité du modèle Nash-Sutcliffe (NSE) très satisfaisants.*

3.2. Modélisation hydraulique

Les hydrogrammes d'écoulement obtenus ont été utilisés pour les données d'entrée dans le système HEC-RAS afin d'effectuer des calculs hydrauliques unidimensionnels (Brunner, 2010) pour les rivières Trout Creek et Millstream sujettes aux inondations. La préparation et la visualisation du modèle avec l'extension HEC-GeoRAS nécessite un modèle de terrain du chenal et des données topographiques haute résolution (LiDAR) afin d'inclure la bathymétrie du chenal dans le modèle TIN. L'extraction de l'élévation et de la rugosité des coupes transversales nous a permis de modéliser la surface utilisée pour la cartographie des ZI.

Des ensembles de données complémentaires étaient nécessaires pour analyser les rivières. Une simulation (deux dimensions) de l'écoulement non stationnaire a été réalisée afin de calibrer et de valider le modèle avec des données de terrain.

Les courbes de fréquence et de tarage des inondations ont également été utilisées pour effectuer une analyse de débit constant. En combinant la relation aval-amont entre l'intervalle de récurrence, la profondeur de l'eau et le débit, les simulations nous ont permis de cartographier les zones inondées pour des événements pluviométriques différents et répartis également sur le territoire. Cependant, l'absence de données hydrologiques a rendu difficile la validation de l'étendue des inondations en amont et des zones exclues de la collecte de données, d'où la raison pour laquelle le modèle hydrologique ainsi que la contribution estimée des affluents reposent uniquement sur les caractéristiques physiques.

Prenant en considération la nécessité de combiner les conditions climatiques et les dimensions spatiales, la cartographie réalisée sur la base d'une approche hydraulique identifie les zones exposées au risque hydrologique (figure 4). L'exposition au risque d'inondation est inversement proportionnelle à la récurrence de l'aléa, ce dernier étant lié aux périodes de retour des pluies dans la région.

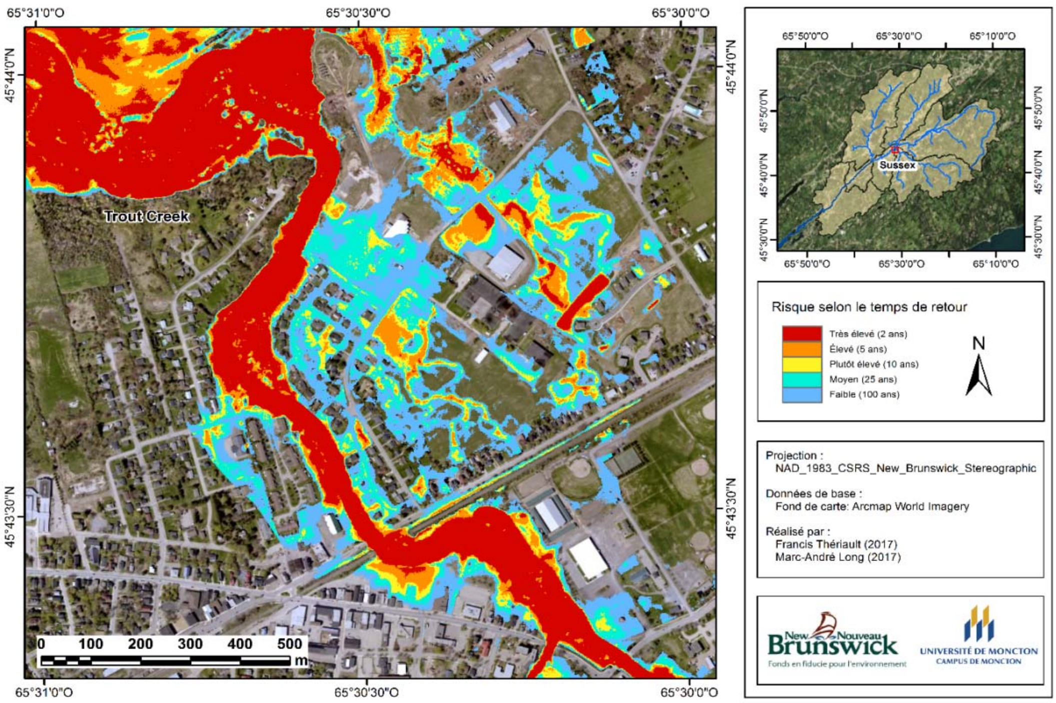


Figure 4 : *Risques d'inondation pour une section (Sussex) du bassin versant de la rivière Kennebecasis.*

La principale difficulté rencontrée dans le projet est l'utilisation d'une carte des coefficients de rugosité à basse résolution pour modéliser la plaine d'inondation. Cela n'a pas permis de prendre correctement en compte la variété spatiale de l'utilisation des terres dans les zones urbaines, ce qui a compliqué la délimitation de l'étendue des inondations dans ces zones.

La modélisation hydrologique et hydraulique reste un outil essentiel et puissant pour les planificateurs et les décideurs, les cartes qui en résultent sont utiles pour identifier les zones sensibles aux inondations (en fonction du temps de retour). Ces approches complémentaires considèrent à la fois l'utilisation des terres et la présence d'infrastructures dans les calculs. De plus, ce sont des outils appropriés pour mieux comprendre l'apport d'eau (modèle hydrologique) et son impact en termes de hauteur d'eau (modèle hydraulique).

Les cartes des ZI réalisées dans cette étude peuvent être associées à des indices de vulnérabilité sociale permettant alors de mieux comprendre les aspects environnementaux qui favorisent les inondations en même temps que les populations et les classes sociales (cartes de sensibilité aux inondations) qu'elles affectent, on parle alors de cartes des risques d'inondation (vulnérabilité et aléas).

Conclusion

Dans ce projet nous avons identifié des avantages aux modèles hydrologique (HEC-HMS) et hydraulique (HEC-RAS) pour cartographier les zones inondables. Parmi ces avantages il y a : une excellente représentation de la profondeur de l'eau ; la prise en compte des structures hydrauliques ; l'utilisation des périodes de retour des inondations ; la méthode est bien adaptée à la province et parfaitement reproductible pour d'autres bassins versants. Cependant des limites ont également été observées parmi lesquelles on compte : le temps requis pour être long (nombreuses étapes) ; les modèles ne sont pas adaptés aux bassins versants de moyenne grande tailles (problèmes d'instabilité numérique) ; nécessite des données météorologiques et hydrologiques pour valider les résultats (limite les secteurs applicables) ; ne tient pas compte de la morphologie de la plaine inondable; requiert une connaissance intermédiaire à avancée des méthodes de traitement de l'image, des SIG et de la modélisation.

Les prochaines étapes de ce projet consistent à combiner les méthodes hydrogéomorphologiques, hydrologiques et hydrauliques pour créer une carte des risques d'inondation. De plus, étant donné que la fonte des neiges et les embâcles affectent grandement les inondations dans la province, il est essentiel d'inclure ces composantes dans le modèle afin d'améliorer la cartographie des zones inondables et des risques d'inondation.

Remerciements

Le financement de ce projet provient du Fonds en fiducie pour l'environnement (FFE #170072).

Références bibliographiques

Brunner, G. W. (2010). *HEC-RAS River Analysis System*. Retrieved from: http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/documentation/hec-ras_4.1_reference_manual.pdf

Environnement Canada. (2016). *Normales climatiques*. Retrieved from: http://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_f.html?stnID=6268&lang=f&StationName=

Fleming, M. and Brauer, T. (2015). *Hydrologic Modeling System HEC-HMS*. Retrieved from: http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/documentation/HEC-HMS_QuickStart_Guide_4.1.pdf

Fortin, G., Thériault, F., Goudard, G. et Albuquerque da Silva, A.M. (2016). *Comparaison de méthodes pour cartographier les zones à risque d'inondation : bassin versant de la rivière Kennebecasis – 1ière année*. Report submitted to the New Brunswick Environmental Trust Fund, Université de Moncton, Moncton, 50 p.

Government of New Brunswick. (2014). *New Brunswick's Flood Risk Reduction Strategy*. Retrieved from: http://www2.gnb.ca/content/dam/gnb/Departments/env/pdf/Publications/NBFloodRiskReductionStrategy.pdf

Kennebecasis Watershed Restoration Committee. (2013). *Sub-Watershed Map of the Kennebecasis River*. Retrieved from: http://www.kennebecasisriver.ca/subwatersheds.html

Lastra, J., Fernández, E., Díez-Herrero, A., and Marquínez, J. (2008). Flood hazard delineation combining geomorphological and hydrological methods: an example in the Northern Iberian Peninsula. *Natural Hazards*, *45*(2), 277-293.

Mishra, S. K. and Singh, V. (2003). Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology. *Water Science and Technology Library*, *42*(1), XX-516. doi : 10.1007/978-94-017-0147-1

Munich Re. (2010). *Topics Geo, natural catastrophes 2009: analyses, assessments, positions*. Munich, Germany: Munich Reinsurance Company.

Nunes, L.H. (2009). Mudanças Climáticas, extremos atmosféricos e padrões de risco e desastres hidrometeorológicos. In Hogan, D.J., Marandola Jr., E., *População e mudança climática. Dimensões humanas das mudanças ambientais globais* (pp. 53-74). Campinas, Brasília: UNFPA.

La dégradation du pergélisol dans les Alpes Italiens : cas d'étude du Col d'Olen

Fratianni S. [1,2]**, Colombo N.** [1]**, Giaccone E.** [3]**, Bearzot F.** [1]**,**
Acquaotta F. [1,2]**, Garzena D.** [1]**, Freppaz M.** [2,4]**, Giardino M.** [1,2]

[1] Dipartimento di Scienze della Terra,
Università degli Studi di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino, Italie
[simona.fratianni@unito.it]
[2] Centro di Ricerca sui Rischi Naturali in Ambiente Montano e Collinare (NatRisk),
via Leonardo da Vinci 44 - 10095 Grugliasco, Italie
[3] Institut des Dynamiques de la Surface Terrestre (IDYST),
Université de Lausanne, UNIL - Mouline, Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland
[4] Dipartimento di Scienze Agrarie, Forestali e Alimentari (DISAFA),
ULF Chimica agraria e pedologia, largo Paolo Braccini 2 - 10095 Grugliasco, Italie

***Résumé** – Dans ce travail les résultats de trois ans d'un suivi thermique du sol pour le glacier rocheux du Col d'Olen (Alpes occidentales italiennes) sont présentés. Au total 74 capteurs, qui mesurent la température à la surface du sol (Ground Surface Temperature, GST) chaque trois heures, ont été installés pendant l'été 2014 pour étudier la variabilité spatiale de la température et pour détecter indirectement la durée du manteau neigeux. Téléchargés pendant le mois de septembre 2016, les données de température ont été analysées et la durée de la neige a été estimée.*

Mots-clés : températures, pergélisol, glaciers rocheux, Alpes italiens.

***Abstract** – **Permafrost degradation in Italian Alps**: **Col d'Olen case study**. In this study the first year results of the surface thermal monitoring at the Col d'Olen rock glacier LTER site (NW Italian Alps) are presented. A total of 74 dataloggers, which measure the Ground Surface Temperature (GST) every three hours, were installed during the summer 2014 in order to study the GST spatial variability and indirectly detect the snow cover duration. Downloaded during September2016, the temperature data were analysed and the snow cover duration was estimated.*

Keywords: ground surface temperatures, permafrost, rock glacier, Italian Alps.

Introduction

Les zones d'haute altitude des Alpes sont caractérisées par l'environnement périglaciaire, qui est très sensible aux effets des changements climatiques. L'évolution climatique des XX$^{\text{ème}}$ et XIX$^{\text{ème}}$ siècle a causé marqués effets sur ces zones, avec des implications aussi sur les activités humaines.

L'étude des effets du changement climatique sur la dégradation du pergélisol est devenue de plus en plus importante (Gruber et Haeberli, 2007 ; Harris et al., 2009), même

si dans les Alpes ces recherches sont encore peu nombreuses. Les principales formes indicatrices de pergélisol dans les environnements alpins sont les glaciers rocheux (Barsch, 1996), accumulations de débris avec une forme en lobe ou en langue, caractérisées par la présence de glace interne et par un lent mouvement vers l'aval c'est-à-dire de la reptation (Arenson et al., 2002). Les conditions climatiques sont le principal agent qui modifie leur vitesse de déplacement, puisqu'elles agissent sur le régime thermique du terrain (Kääb et al., 2007). Des augmentations de température peuvent, en effet, produire une accélération de la reptation suite à la dégradation du pergélisol et à la modification des caractéristiques de déformation (viscosité et plasticité) de la glace interne, là où les conditions morphologiques et topographiques en facilitent la cinématique.

A cause de son fragile équilibre, l'étude des glaciers rocheux est de plus en plus utile pour le monde scientifique. Dans ce but, cette étude vise à identifier les principales caractéristiques thermiques et la variabilité spatiale des températures d'un glacier rocheux situé dans le Nord-Ouest de l'Italie, dans la zone du Col d'Olen. Ces informations proviennent de l'analyse détaillée des températures à la surface du sol (en anglais *Ground Surface Temperature* ou GST), enregistrées par des capteurs thermiques installés selon une maille régulière de 26 m.

1. Zone d'étude

Le Col d'Olen, situé à 2 881 m d'altitude, est un col alpin qui fait partie du groupe du Mont Rosa qui relie la vallée du Lys (Vallée d'Aoste) et la Valsesia (Piémont). Sur le côté de la Vallée d'Aoste il y a le glacier rocheux étudié (Fig. 1). Son front se trouve à 2 760 m d'altitude, ses dimensions sont de 340 m de longueur et 160 m de largueur. Il occupe une surface de près de 37 500 m².

Près du Col d'Olen, l'Institut Mosso est présent à 2 900 m d'altitude. Il est un centre d'avant-garde de la recherche scientifique et il fait partie du réseau LTER (*Long Term Ecological Research*) depuis le 2009. À côté de cette construction, une station météorologique automatique appellée Col d'Olen a été installée par le Comando Truppe Alpine du Service Meteomont. En fonction depuis le 2004, elle enregistre les données des principaux paramètres climatiques chaque heure.

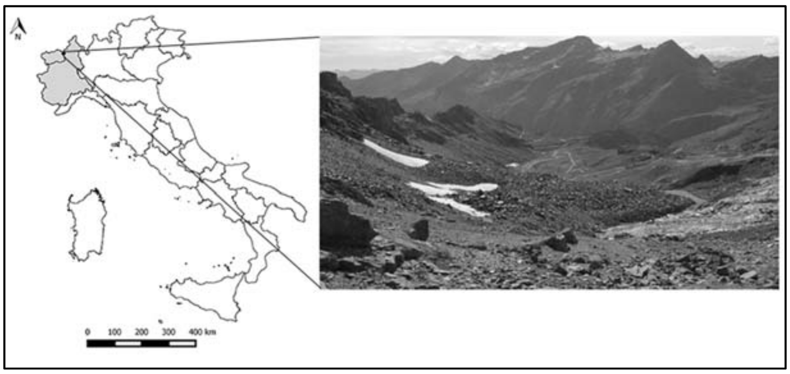


Figure 1. *Localisation de la zone d'étude et vue latérale du glacier rocheux.*

2. Méthodes

2.1. Analyse climatique

Les données de la station météorologique du Col d'Olen ont été déchargées et réunies sur base de trois heures (période septembre 2005 – décembre 2015). Puisque le calcul des tendances n'est pas possible à cause de la brève durée de la série, après un contrôle de qualité avec le logiciel RClimDex (Zhang et Yang, 2007), on a élaboré les valeurs moyennes de température, FD0 *Frost Days* (journées de gel avec température minimale inférieure à 0°C), ID0 *Ice Days* (journées sans dégel avec température maximale inférieure à 0°C), neige au sol (HS) et neige fraîche (HN).

À côté de cette station, les données de température et précipitation neigeuse (HS et HN) de la station manuelle Gressoney-La-Trinité Lago Gabiet (2 379 m d'altitude ; période 1928-2015) ont été utilisées afin d'avoir des informations sur la variabilité climatique présente dans la zone d'étude. Les données journalières ont été homogénéisées avec la méthode SPLIDHOM (Mestre et al., 2011 ; Venema et al., 2012 ; Acquaotta et al., 2015) et successivement leurs tendances ont été calculées avec RClimDex, qui a permis aussi le calcul des indices climatiques (Tab. 1).

Tableau 1 : *Liste des indices climatiques.*

Indices Climatiques	
TX90P	Journées chaudes
TX10P	Journées froides
WSDI	Indicateur des vagues de chaleur
TN90P	Nuits chaudes
TN10P	Nuits froides
CDSI	Indicateur des vagues de gel

2.2. Analyse sur le glacier rocheux

Pour mesurer la température de la surface du sol du glacier rocheux, 74 iButton ® DS1922L, *des capteurs thermiques miniatures*, ont été utilisés. Ils ont une résolution de 0,065°C et une précision de ±0,5°C, ils ont été programmés pour enregistrer la température à un intervalle de trois heures. Après avoir été placés dans des récipients imperméables et résistants à la radiation solaire, en juillet 2014, ils ont été installés sur le terrain à des profondeurs variables (entre 5 et 10 cm), suivant une grille avec une maille régulière de 26 x 26 m (Fig. 2). La position de chaque instrument a été enregistrée avec la méthode GNSS (Global Navigation Satellite System) en phase différentielle. Les données enregistrées, aux trois heures, ont été combinées sur une base journalière puis le script de Schmid et al. (2012) a été utilisé pour obtenir une estimation de la durée de l'enneigement. Pour ce faire les dates de mûrissement basal (*basal-ripening date* ou RD) et la date de disparition du couvert nival (*melt-out date* ou MD) ont été identifiées pour chaque capteur. RD correspond à l'atteinte d'un stade isothermique et donc au début de la phase initiale de fonte. Ce stade se produit quand la température du sol gelé monte à 0°C soit à cause de la

percolation des eaux de fonte de la neige ou suite à de forts épisodes de pluie sur neige (Westermann et al., 2011). MD indique, en revanche, la date à laquelle la neige est complétement fondue et les températures du sol montent alors rapidement. Des cartes de la distribution des températures ont été réalisées par la spatialisation des données ponctuelles avec une méthode de krigeage. Cette méthode a permis de comprendre la distribution spatiale de la WEqT, la *Winter Equilibrium Temperature :* pendant l'hiver, quand le manteau neigeux atteint une épaisseur suffisante pour isoler le sol des variations atmosphériques (> 60 cm, Hanson et Hoelzle, 2004), la GST se stabilise et atteint progressivement une valeur d'équilibre appelée WEqT. En présence de pergélisol, elle est généralement inférieure à 0°C. Selon la littérature, la période idéale pour mesurer ce paramètre est la fin de l'hiver mais avant que le début de la fonte de la neige commence (Haeberli, 1973). Pour cette raison et en se basant sur les mesures de la hauteur du manteau neigeux qui confirmaient une épaisseur > 100 cm sur tout le glacier rocheux, la date du 1ier mars a été choisie.

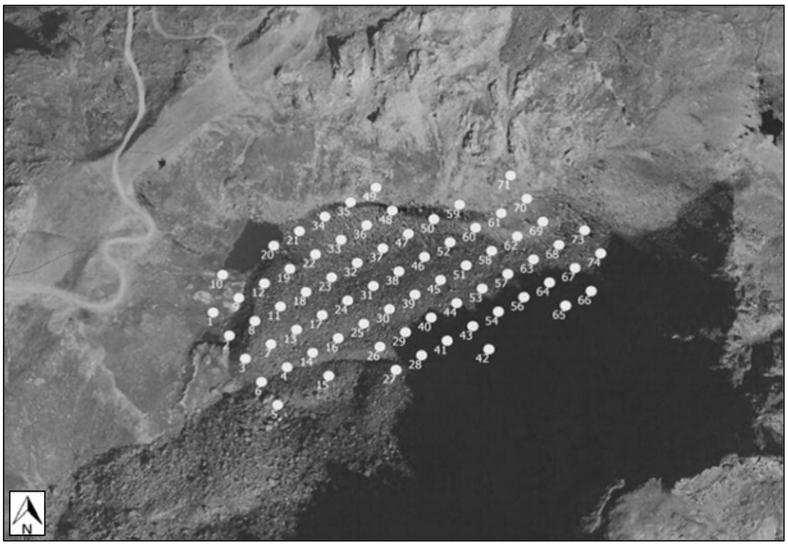


Figure 2. *Distribution des capteurs installés sur le glacier rocheux.*

3. Résultats

3.1. Analyse climatique

Pour la station Col d'Olen la température moyenne annuelle est de -2,5°C. Le mois le plus froid est février avec -8.2°C en moyenne, mais la température minimale absolue a été enregistrée à décembre (-23,2°C le 28/12/2005) ; le mois le plus chaud est août avec 5.2°C en moyenne (valeur maximale absolue 14,8°C le 19/08/2012). Les journées de gel (FD0) par mois sont présentes pendant toute l'année surtout dans les mois hivernaux ; dans les mois estivaux ils descendent jusqu'à 5 jours/mois. En revanche les journées sans dégel (ID0) sont présentes seulement pendant les saisons les plus froides (Fig. 3a).

La neige au sol (HS) moyenne annuelle est 127 cm ; elle atteint le maximum dans le mois de mai avec 290 cm en moyenne. La neige fraîche (HN) moyenne est 758 cm ; le mois le plus neigeux est avril (116 cm en moyenne) (Fig. 3b).

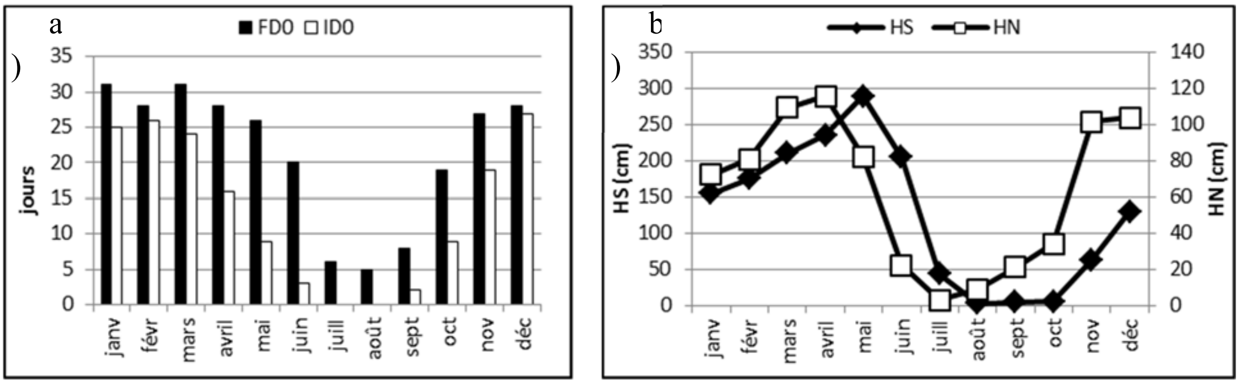


Figure 3 : *a) graphique journées de gel (FD0) et journées sans dégel (ID0) ; b) graphique sur la distribution mensuelle de la neige au sol (HS) et de la neige fraîche (HN).*

Les tendances des paramètres climatiques de la station Gressoney-La-Trinité Lago Gabiet sont illustrées dans le tableau 2. Les températures maximales (TX) ont une augmentation statistiquement significative (seuil de signification au 95%) de 0,015°C/an. L'accroissement de la température maximale est observable aussi par les indices climatiques journées chaudes (TX90P, qui augmente de 0,047 jours/an) et journées froides (TX10P, qui diminue significativement de -0,089 jours/an). La tendance pour la température minimale (TN) est faible et pas significative mais à partir de la fin des années 1970 elle a un accroissement. Cette tendance est bien visible dans les graphiques des nuits chaudes (TN90P) et froides (TN10P), dont les tendances ne sont pas significatives. Les tendances des vagues de chaleur (WSDI) et de gel (CSDI) sont non statistiquement significative : elles présentent des cours globaux de faible entité.

Tableau 2 : *Tendances des paramètres climatiques de la station Lago Gabiet (période 1928-2013). * significativité au 95%.*

Paramètre	Tendance
TX	0,015*
TX90P	0,047
TX10P	-0,089*
WSDI	0,002
TN	-0,008
TN90P	-0,027
TN10P	0,037
CSDI	0
HS	-0,009
HN	-1,75

La neige au sol (HS) a une légère diminution non significative (-0,009 cm/an) ; la neige fraîche (HN) montre une tendance négative plus forte mais non statistiquement significative (-1,750 cm/an).

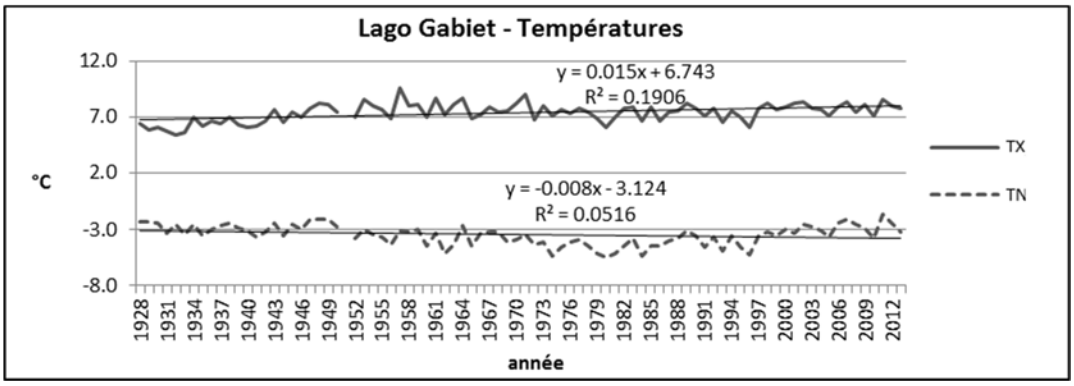


Figure 4 : *Tendances des températures maximales et minimales du Lago Gabiet (période 1928-2013).*

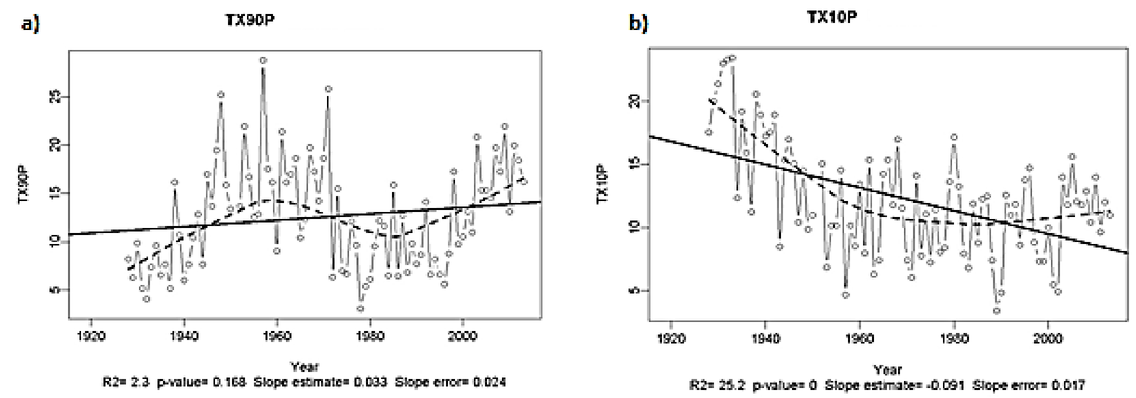


Figure 5 : a) *tendance des journées chaudes ;* ***b)*** *tendance des journées froides.*

3.2. Analyse sur le glacier rocheux

Dès 73 iButtons, seulement 27 ont montré une continuité et ont été analysées sur toute la période. Les données trihoraires ont été vérifiées et regroupées sur base journalière pendant la période entre le 01/08/2014 et le 25/09/2016.

Pendant la période libre de la neige, qui influe sur l'état thermique du glacier rocheux, les capteurs enregistrent les valeurs maximales des températures journalières généralement vers 18h. Les températures restent élevées jusqu'à minuit, puis elles commencent à diminuer à cause de la dispersion de la chaleur pendant la nuit. Les températures minimales sont atteintes au matin vers 9h.

Les températures journalières ont une valeur moyenne de 1,6°C, avec un maximum de 18,8°C enregistré par le capteur 44 en date 06/08/2016, et un minimum de -11,1°C enregistré par le capteur 34 le 03/02/2015 et -11.2°C enregistré par le capteur 34 le 09/03/2016. Selon les WEqT, il y a une différence thermique à l'intérieur du glacier rocheux. C'est dans la partie frontale et à côté du lac que les températures les plus basses ont été enregistrées tandis que dans la partie sommitale les températures sont plus élevées.

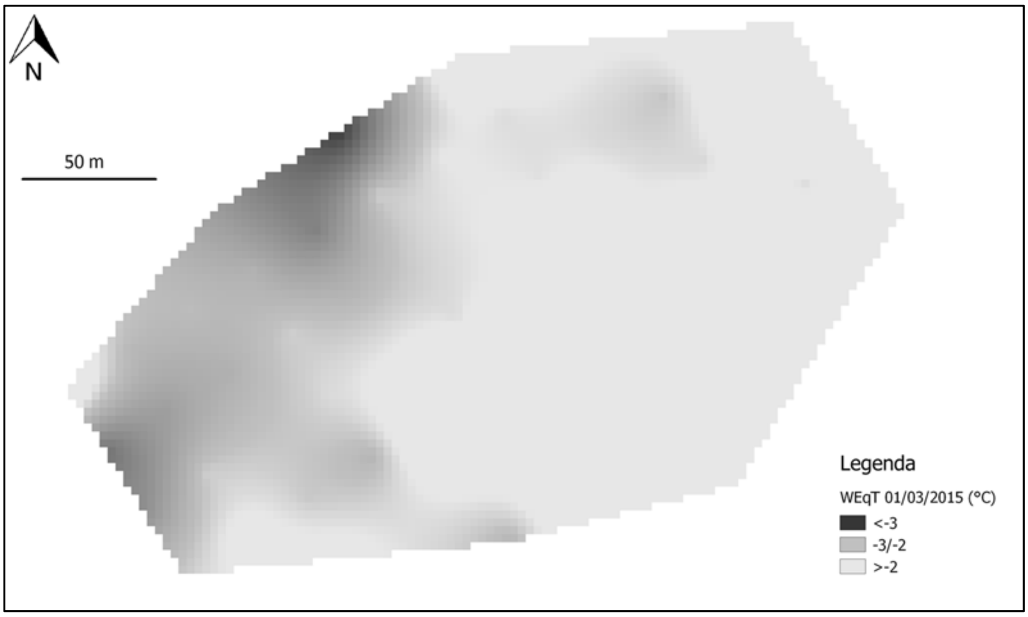


Figure 6 : *Distribution de la Winter Equilibrium Temperature pour le glacier rocheux (date 01/03/2015).*

Ces données pourraient démontrer que, même pour une période de mesure d'un été court, quelques différences thermiques peuvent être mises en évidence entre les zones de pergélisol et celles-là sans pergélisol. Cela pourrait également être issu de l'effet de refroidissement par évaporation pendant l'été, dans un environnement à blocs caractérisé par la porosité élevée et les échanges de chaleur spécifique dans le dépôt grossier. En outre, ces mesures peuvent aussi représenter la grande variabilité des températures de la surface du sol à une échelle très fine, aux distances de moins de 30 m dans une zone de transition de pergélisol à des zones sans pergélisol, compte tenu des différentes caractéristiques du sol.

Conclusion

A la fin de la première année de suivi, un tableau complet de la variabilité spatiale des températures à la surface du sol a été réalisé. L'utilisation des 74 capteurs de température sur le glacier rocheux a permis d'obtenir une caractérisation thermique détaillée et d'estimer la durée du manteau neigeux. De nombreuses différences thermiques ont été mises en évidence, notamment que la partie frontale est plus froide que la partie sommitale. Dans cette étude nous avons vu que la couverture neigeuse est un facteur prédominant qui conditionne l'équilibre thermique du sol, agissant comme un isolant à cause de sa faible conductivité thermique. Une couverture neigeuse précoce empêche le sol de se refroidir, donc des GST plus chaudes seront enregistrées. En revanche, une fonte tardive retarde le réchauffement du sol, laissant les GST plus froides (Zhang et al., 2001).

Références bibliographiques

Acquaotta, F., Fratianni, S., and Garzena, D., 2015 : Temperature change in the North-Western Italian Alps from 1961 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology*, doi: 10.1007/s00704-014-1316-7.

Arenson L., Hoelzle M., Springmann S., 2002. Borehole Deformation Measurements and Internal Structure of Snow Rock Glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes,* **13**, 117-135.

Barsch D., 1996 : *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer, Berlin, 331 p.

Gruber S., Haeberli W., 2007 : Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, **112**, F02S18, doi:10.1029/2006JF000547

Haeberli W., 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als moglicher Indikator fur die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie,* **9**, 221-227.

Hanson S. et Hoelzle M., 2004. The thermal regime of the active layer at the Murtèl Rock Glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 273-282.

Harris H., Arenson L., Christiansen H.H., Etzelmüller B., Frauenfelder R., Gruber S., Haeberli W., Hauck C., Hoelzle M., Humlum O., Isaksen K., Kääb A., Kern-Lütschg M.A., Lehning M., Matsuoka N., Murton J., Nöetzli jJ, Phillips M., Ross N., Seppälä M., Springman S.M., Vonder Mühll D., 2009 : Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, **92**,117-171.

Hoelzle M., 1992. Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglac. Process.,* **3**, 143-1

Venema V.K.C., Mestre O., Aguilar E., Auer I., Guijarro J.A., Domonkos P., Vertacnik G., Szentimrey T., Stèpànek P., Zahradnicek P., Viarre J., Müller-Westermeier G., Lakatos M., Williams C.N., Menne M.J., Lindau R., Rasol D., Rustemeier E., Kolokythas K., Marinova T., Andresen L., Acquaotta F., Fratianni S., Cheval S., Klancar M., Brunetti M., Gruber C., Prohom Duran M., Likso T., Esteban P., Brandsma T., 2012 : Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. *Clim. Past*., **8**, 89-115.

Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmüller B., 2011. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost. *The Cryosphere*, **5**, 945-959.

Zhang T., Barry R.G., Haeberli W., 2001. Numerical simulations of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high latitudes. *Norsk Geografisk Tidsskrift,* **55**, 261-266.

Zhang X., Yang F., 2007 : *RclimDex (1.0). User manual*. Climate Research Branch Environment Canada Downsview, Ontario, Canada, 23 p.

Vulnérabilité aux avalanches de neige des sentiers de randonnée dans les monts Parâng (Roumanie)

Gavrilă I., Horvath Cs., Meseșan F., Pop O.T.

Université Babeș-Bolyai, Faculté de Géographie, Centre de Recherche des Aléas et Risques Géographiques, Laboratoire de Dendrochronologie, Cluj-Napoca, Roumanie

[ionela.gavrila@ubbcluj.ro, csaba.horvath@ubbcluj.ro, flaviumesesan@gmail.com, olimpiu.pop@ubbcluj.ro]

Résumé *– Vulnérabilité des sentiers de randonnée aux avalanches de neige dans les Monts Parâng. Dans cette étude l'évaluation de la vulnérabilité des sentiers de randonnée aux avalanches de neige est basée sur l'analyse des conditions topographiques favorisant la manifestation de l'aléa avalanche de neige. Les paramètres morphométriques (pente, altitude, orientation des versants, ruptures de pente) ont été premièrement extraits du Modèle Numérique de Terrain (MNT) au pas de 10 m, tandis que le couvert végétal a été numérisé manuellement à partir des orthophotoplans. Ces facteurs ont été ensuite intégrés dans un modèle numérique SIG permettant ultérieurement de générer la carte de sensibilité à la manifestation des avalanches de neige pour l'ensemble de la zone d'étude. Le taux élevé de validation du modèle indique la pertinence de la méthodologie appliquée dans l'élaboration de la carte de sensibilité pour la zone d'étude. Pour évaluer la vulnérabilité, des sentiers de randonnée (dont le trajet a été numérisé sur les orthophotoplans), une zone-tampon d'une largeur de 50 m a été ensuite définie d'un côté et de l'autre de ceux-ci. Les classes de sensibilité aux avalanches de neige dans lequel se retrouvent ces zones-tampon ont été extraites à partir de la carte de sensibilité obtenue préalablement, utilisant l'outil Intersect Polyon. Les résultats montrent que les sentiers de randonnée, sur plus de 70% de leur longueur rentrent dans la classe de vulnérabilité très élevée aux avalanches de neige. Une analyse des flux touristiques durant la saison hivernale devrait compléter l'étude, afin d'estimer le degré de vulnérabilité des touristes exposés aux avalanches de neige le long des sentiers de randonnée. Pour les décideurs et pour les touristes, les résultats contribueront à une meilleure prise en conscience des risques encourus et à adopter les mesures appropriées afin de minimiser/ éliminer l'exposition des touristes à l'aléa avalanche de neige.*

Mots-clés : vulnérabilité, avalanches de neige, sentiers de randonnée, SIG, Monts Parâng.

Abstract – Vulnerability of hiking trails to snow avalanches in Parâng Mountains*. This paper deals with the vulnerability assessment of hiking trails to snow avalanches based on the predisposition of terrain to the occurrence of this geomorphological hazard. First, morphometric parameters (slope, altitude, aspect, break lines) were derived from a DEM with 10 m resolution and vegetation cover was mapped using ortophotoplans. These factors were then integrated in a GIS model in order to generate the susceptibility map of the study area. Success rate curve used for model validation showed an overall high rate of success of the avalanche susceptibility zonation map. For the vulnerability assessment a 50 m buffer was created around the hiking trails (mapped on ortophotoplans) and the susceptibility for this area was extracted. Intersect Polygon tool was then used in order to identify the vulnerable sectors of hiking trails to snow avalanches. The results showed that more than 70% percent of hiking trails are highly vulnerable to geomorphic hazard. An analysis of tourist circulation on the trails during the winter season is needed in order to identify the exposure of tourists to snow avalanche hazard. This could help to identify and adopt an adequate risk mitigation measures.*

Keywords : vulnerability, snow avalanches, hiking trails, GIS, Parâng Mountains.

Introduction

A partir de la deuxième moitié du 20e siècle, une croissance de la population et des activités dans les milieux montagneux a été enregistrée et ce phénomène est surtout en relation avec le développement des stations touristiques pour le sports d'hiver (Biagi et al., 2012). Les versants situés en dessous de la zone des neiges pérennes subissent une dynamique saisonnière des processus géomorphologiques dominée par les avalanches de neige. Les couloirs d'avalanche sont intersectés souvent par, des infrastructures (routes, sentiers de randonnée, pistes de ski) qui facilitent l'accès des touristes et des résidents pendant la saison d'hiver vers les hautes montagnes. Dans la plupart des cas, l'histoire des avalanches de neige le long de couloirs n'est pas connue, ce qui rend les touristes vulnérables face à ce type d'aléa.

Les Monts Parâng possèdent des caractéristiques du cadre naturel (conditions morphométriques, présence de géomorphosites, climat, écosystèmes forestiers et alpins, etc.) qui constituent des attractions pour l'activité touristique. Des stations touristiques y sont aménagées, à partir desquelles des sentiers de randonnée rayonnent vers la partie centrale de la montagne. Le long de ces sentiers, une fréquentation touristique existe toute l'année. Une grande partie de sentiers de randonnée sont aménagés sur les versants en dehors des zones perturbées par d'activité avalancheuse. Cependant, certaines formes d'activité dans des secteurs de versants fréquemment affectés par des avalanches de neige, exposent les touristes à ce type d'aléa. Le but de cette étude est d'évaluer la vulnérabilité aux avalanches de neige des sentiers de randonnée de la partie centrale des Monts Parâng. Une meilleure prise en compte de la vulnérabilité aux avalanches de neige des sentiers et la distribution spatiale de ce phénomène contribuerait à l'identification et l'application des mesures adaptées pour sécuriser les touristes en montagne.

1. Données et méthodes

La zone d'étude est située dans la partie centrale de haute altitude des Monts Parâng, dans les Carpates Méridionales (Roumanie). Les versants pentus en-dessous des crêtes étroites favorisent l'activité des avalanches de neige (Figure 1). Dans la zone d'étude, 43 couloirs d'avalanche ont été inventoriés et numérisés sous SIG utilisant la photo-interprétation sur les orthophotoplans de la mission 2005) combinée à la cartographie sur le terrain. Les zones de déclenchement des avalanches se situent au-dessus de la limite supérieure de la forêt a plus de 2000 m d'altitude, sur les versants ayant une déclivité supérieure à 25° et une exposition S ou SE (Gavrilă et al., 2017).

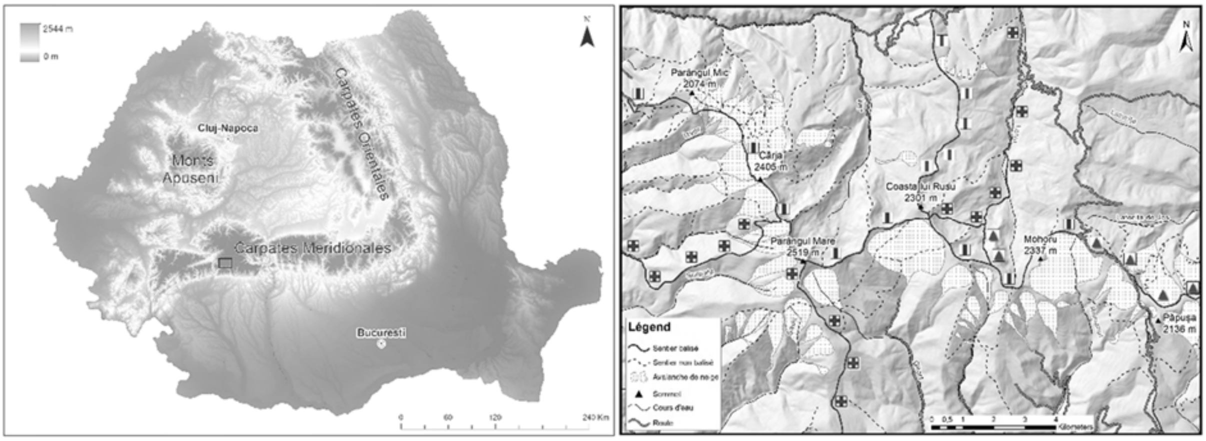


Figure 1 : *Localisation et détails de la partie centrale des Monts Parâng*

Dans une première étape de cette étude nous avons réalisé une analyse de la sensibilité du terrain au déclenchement des avalanches de neige. Les facteurs suivants ont été considérés favorables à l'activité des avalanches de neige (Av index) : la pente, l'altitude, les ruptures de pente, l'exposition des versants et la végétation (Biskupič and Barka, 2009). Les paramètres morphométriques ont été extraits automatiquement du Modèle Numérique de Terrain (MNT) au pas de 10 m, tandis que les classes de végétation par type ont été identifiées et cartographiées sur les orthophotoplans (Gavrilă et al., 2017). Tous les facteurs favorables au déclenchement des avalanches ont été réunis sous SIG (Biskupič and Barka, 2009), ce qui a permis, à l'aide de la fonction *MapAlgebra/RasterCalculator*, d'obtenir la carte de la sensibilité (Av) au déclenchement des avalanches de neige. Les sites ayant des valeurs élevées de (Av) sont considérées comme ayant une prédisposition au déclenchement des avalanches de neige.

Par la superposition de la carte de sensibilité au déclenchement des avalanches et de la carte de la distribution spatiale des sentiers de randonnée a résulté une nouvelle carte des tronçons de sentiers touristiques vulnérables à l'activité des avalanches de neige.

Des zones-tampon (*buffer*) d'une largeur de 50 m ont été délimitées d'un côté et de l'autre des tronçons de sentiers vulnérables. A l'aide de l'outil *Intersect Polygon Tool*, des classes de vulnérabilité ont été ensuite définies à l'intérieur de ces zones-tampon. Dans cette analyse, on a inclus l'ensemble des sentiers destinés à la randonnée et homologués par l'Autorité Nationale pour le Tourisme.

2. Résultats

Le calcul de l'indice de sensibilité au déclenchement des avalanches de neige (Av) a permis l'identification de 5 classes de vulnérabilité des tronçons de randonnée : tronçons non-vulnérables, a vulnérabilité faible, moyenne, moyenne-élevée et élevée (Tableau 1).

Tableau 1 : *Classes de vulnérabilité aux avalanches de neige des sentiers de randonnée.*

Sentiers de randonnée (type de balisage)	**Tronçons non-vulnérables (km)**	**Tronçons (km) ayant une vulnérabilité :**				**Longueur totale du sentier (km)**
		Faible	**Moyenne**	**Moyenne-Elevée**	**Elevée**	
1 Sentier Bande Bleue	0	0,12	0,89	4,13	1,99	7,13
2 Sentier Bande Rouge	0	0,27	2,89	15,05	6,56	24,77
3 Sentier Croix Rouge	2,71	1,55	2,82	7,73	3,09	17,90
4 Sentier Triangle Rouge	0	0,18	1,30	2,87	0,35	4,70
Total						**54,50**

Les tronçons de sentiers les plus vulnérables appartiennent à la catégorie Sentier Bande Rouge et Sentier Croix Rouge (Figure 2). Dans le cas du sentier de crête le plus fréquenté Bande Rouge reliant la station du télésiège Parâng – le sommet Parângul Mare – le sommet Mohoru, sur une longueur de 21,61 km du total de 24,77 km le degré de vulnérabilité est moyenne-élevée (15,05 km) et élevée (6,56 km).

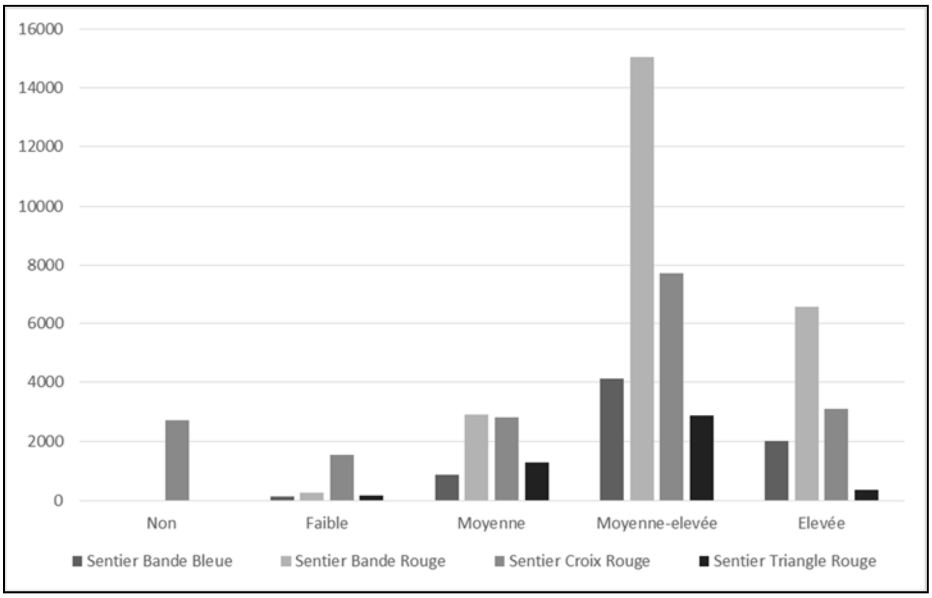


Figure 2 : *Longueur des tronçons de sentiers par classes de vulnérabilité aux avalanches de neige.*

Dans le cas du Sentier Croix Rouge, les tronçons à vulnérabilité élevée sont localisés à proximité de la crête Gura Polatiștei – Poiana Lungă – Gemănarea et Obârșia Lotrului – Lacul Gâlcescu – Coasta lui Rusu, tandis que les tronçons à vulnérabilité moyenne-élevée relient le Lac Gâlcescu – Lac Zănoaga Mare et Stâncești – sommet Parângul Mare.

Conclusions

Dans cette étude, la vulnérabilité des sentiers de randonnée des Monts Parâng a été évaluée à l'aide de l'analyse de la sensibilité au déclenchement des avalanches de neige. Les résultats montrent que du total de 54,50 km des sentiers homologués, sur une longueur de 41,77 km (76,64%) les tronçons indiquent une vulnérabilité moyenne-élevée et élevée aux avalanches de neige. L'ensemble des sentiers analyses présentent des tronçons ayant des classes variables de vulnérabilité. Cette analyse confirme le fait qu'a moins pour certains tronçons, la fréquentation touristique devrait y être règlementée surtout pendant la saison hivernale, afin de réduire/éliminer l'exposition des touristes aux avalanche de neige. Cette analyse de la vulnérabilité des tronçons de randonnée sera complétée par une analyse de la distribution temporelle et de la typologie des randonneurs le long des tronçons le plus fréquentés.

Remerciements

Ce travail représente une contribution au projet de recherche « Zonage des aléas géomorphologiques dans les espaces touristiques des massifs du Parâng (Roumanie) et du Pirin (Bulgarie) – ZONAGEOTOUR » financé conjointement par L'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF) et Fonds de Recherche Scientifique (FRS) de Bulgarie.

Références bibliographiques

Biagi, V., Frigo, B., Chiaia, B., 2012 : *Vulnerability of buildings against avalanche hazard.* Proceedings of Snow Engineering 7, 16 p.

Biskupič, M., Barka, I., 2009 : *Statistical avalanche run-out modelling using GIS on selected slopes of Western Tatras National park*. Proceedings of Slovakia International Snow Science Workshop, Davos, 6 p.

Gavrilă, I.G, Pop, O.T., Horvath, Cs., Meseșan, F., Holobâcă, I., 2017 : *Spatial distribution and controlling factors of snow avalanche and debris flow in Parâng Mountains*. Proceedings of Romanian Geomorphology Symposium, Iași, 2 p.

Kim, S.M., Park, H.D., 2017 : *Analogy between grid-based modeling of landslide and avalanche using GIS with surface flow analysis*. Bull Eng. Geol. Environ., 18 p.

Leone, F., Colas, A., Garcin, Y., Eckert, N., Jomelli, V., Gherardi, M., 2014 : *The snow avalanches risk on Alpine roads network*. Revue de géographie alpine, 17 p.

McCollister, C., Birkeland, K., 2006 : *Using Geographic Information Systems for Avalanche Work.* The Avalanche Review, Vol. 24, No. 4, 12 p.

Inondations sur le cours supérieur de la Tisza dans le dernier demi-siècle

Nicolaie Hodor [(1)]***, Mihai Hotea*** [(1)]***, Traian Tudose*** [(1)]

[(1)] *Université Babeş-Bolyai, Faculté de Géographie, 400006, Cluj-Napoca, Roumanie*
nicolaie.hodor@ubbcluj.ro, mihai.hotea@ubbcluj.ro, traian.tudose@ubbcluj.ro

Résumé : *Cet article représente une petite synthèse de beaucoup d'études, de livres, de données statistiques et de recherches de terrain. La rivière Tisza a sa source dans les Carpates Orientales („Carpates Boisées"), en Ukraine. Elle traverse cinq pays et beaucoup de formes de relief (montagnes, dépressions, plaines). Le cours supérieur est considéré entre sa source et le Défilé de Khoust. A Trebușeni, au bord de la rivière on a marqué le centre mathématique de l'Europe. Le secteur roumain a 62 km. L'alimentation des rivières affluentes est en général pluviale, pluvio-nivale et par des eaux souterraines. Les inondations historiques, les plus puissantes, au cours du dernier demi-siècle ont été dans les années 1970, 1998, 2001, 2010. Le plus grand débit a été enregistré en mars 2001. Elles avaient causé beaucoup de dommages matériels. En Roumanie, elles ont affecté la voie ferrée dans le secteur de Valea Vişeului, les prises d'eau de Crăciuneşti qui alimentent la ville de Sighetu Marmaţiei, le secteur de maisons et des terrains agricoles Remeţi-Teceu Mic. En 2015 ont été achevées les grandes digues de protection dans ce dernier secteur.*

Mots-clés : source d'eau, rivière, affluent, bassin de la rivière, bord de la rivière, précipitations, inondations, niveau de l'eau, débit.

Abstract *:* ***Floods in the Romanian sector of the Upper Tisza in the last half-century****. This article represents a small synthesis of many articles, books, statistical data and field research. The Tisza River has its source in the Eastern Carpathians ("Wooded Carpathians"), in Ukraine. She crosses five countries and many forms of relief (mountains, depressions, plains). The upper river basin is considered between the source and the Gorges de Khoust. In this sector is located the mathematical center of Europe. The Romanian sector has 62 km. The feeding of tributary rivers is generally, pluvial, pluvio-nival, and by groundwater. The most powerful historical floods from the last half-century were in the 1970s, 1998, 2001, 2010. The great debit was in March 2001. They had produced a lot of material damage. In Romania, these floods have affected the railway in the sector of Valea Vişeului, the intake of Crăciuneşti that supply water for the city of Sighetu Marmaţiei, houses and agriculture in Remeţi-Teceu Mic. Large hydrotechnical works have been made in upper river basin in 2015.*

Keywords : water source, river, tributaries, river basin, riverbank, precipitation, flood, water level, river flow.

Introduction

La rivière Tisza a sa source dans les Carpates Orientales *(„Carpates Boisées"),* en Ukraine, traverse le Pays de Maramures (Roumanie et Ukraine), les Défilé de Khoust, puis la Plaine Pannonique (de la Tisza) et se jette dans le Danube, dans le secteur situé entre les villes de Belgrade et de Novi Sad.

La Tisza représente le plus long affluent du Danube ayant le plus grand sous bassin. Elle traverse cinq pays, d'où ses affluents rassemblent les eaux : Ukraine, Roumanie, Hongrie, Slovaquie et Serbie. Le cours supérieur est considéré entre la source et le Défilé de Khoust. Dans ce secteur de la rivière, elle reçoit beaucoup d'affluents importants du côté gauche d'Ukraine (Laz), puis se joint avec le Tisza Albă (Ukraine) et de Roumanie (Vişeu, Iza, Săpânţa etc.) et de droite, de l'Ukraine (Apşineţ, Cosău, Şopârca, Apşa, Taras, Talabor, Husteţ et Iza Neagră. Le bassin supérieur est superposé, en grandes lignes à la région transfrontalière du Maramureș (Figure 1a, b)

1. Données et méthodes

On a fait des observations périodiques sur le terrain, on a pris des données statistiques, on a analysé des images satellitaires, on a fait la synthèse et les cartes du territoire.

La longueur du cours sur le territoire roumain est de 62 km *où* la rivière forme la frontière roumaine-ukrainienne.

La température moyenne annuelle dans le couloir de Tisa est un peu plus de 8°C à partir de Sighetu Marmației et environs jusqu'à la confluence Mara-Cosău (Ilieș, Gabriela, 2007., p. 57 et 59) et au région de Valea Vișeului. A Khoust sont 8,8°C, à Sighetu Marmației, 8.5°C, à Rahău, 7,3°C (Boar, 2005, p. 110). Les précipitations annuelles moyennes dans le couloir sont d'environ 800 mm/an. Les auteurs présentent beaucoup des chiffres, d'habitude plus de 800 mm/an (Ilieș, Gabriela, 2007, p. 57).

Dans les monts Rodna et Maramureș, et également dans le nord, en Ukraine (Monts Svidovăț, Cernahora), les hivers sont longs (la couche de neige persiste presque 200 jours par an, seulement 80 jours par an sont exemptés de gel), la température annuelle moyenne est de -2°C. La moyenne du mois de janvier -10°C et du 8 au 14°C au juillet (Haidu, 1993, p. 25, modifié).

Les précipitations s'élèvent à environ 1400 mm/an avec une distribution saisonnière assez équilibrée.

Les vents, sous l'influence de la circulation générale de l'ouest, du nord et du nord-est, canalisent fréquemment les masses d'air dans les couloirs de la vallée, maintenant un climat frais. Les étés sont courts et frais (Haidu, 1993, p. 25).

L'écoulement de la rivière de Tisza présente la situation suivante : La Tisza Neagră a la source à l'ouest, dans les montagnes (Svidovăţ, Bratkivsk). Elle coule vers l'est, puis se dirige vers le sud. Tisza Neagră a un débit, Q=12,3 m^3/s au village Bălin (Boar, 2005, p. 97). Elle forme un secteur de défilée entre les Monts de Cernahora et Svidovăţ, puis traverse la Dépression de Rahău.

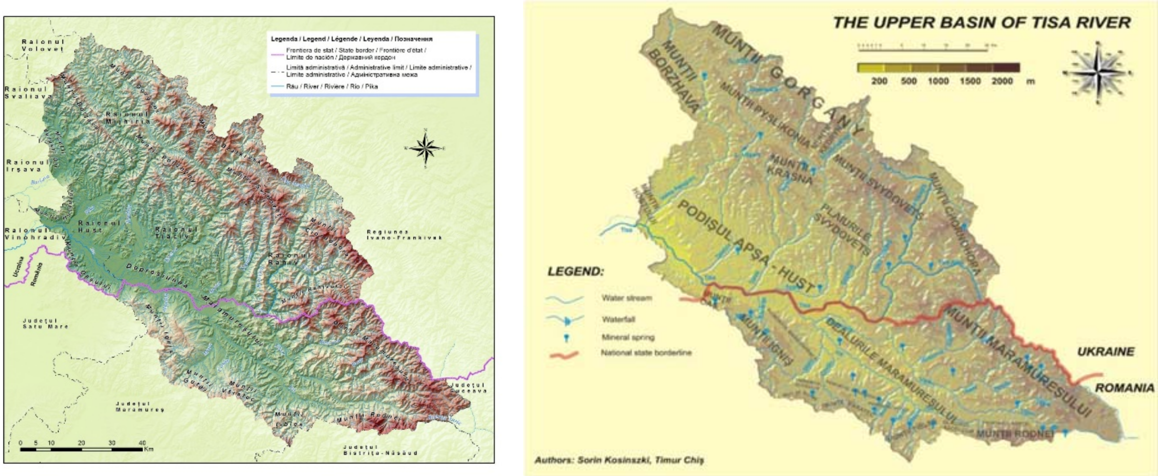


Figure 1 *(a) : La région transfrontalière de Maramureș (Măran et. collab., 2014) et (b) : Le bassin supérieur de Tisza (Chiş, Kosinszki, 2011).*

Dans la Dépression de Rahău, elle rencontre la Tisza Albă, qui a la source sous *la crête* de Cernahora, coule vers l'ouest où elle a un débit, Q=13,5 m³/s au village Răstoaca (Boar, 2005, p. 97). Après la confluence, la Tisza traverse le petit bassin dépressionnaire de Rahău (Fig. 2).

Il suit un défilé jusqu'à la confluence de Vişeu et de Tisza, près de la frontière de la Roumanie et d'Ukraine. Une petite dépression est à Valea Vişeului. Avant la confluence de Tisza et de Vişeu, la Tisza a un débit, Q=34, 5 m³/s (Boar, 2005, p. 97).

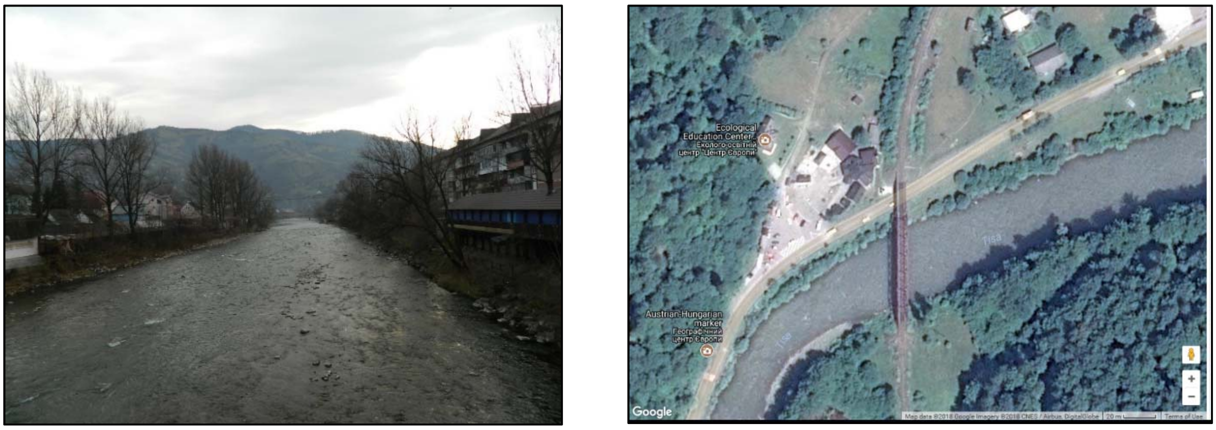


Figure 2 *(a) : La rivière de Tisza après la confluence, dans la ville de Rahău (Photo : Hodor N.) et (b) : La rivière de Tisza dans le village Trebuşeni (Dilove), dans le centre géographique de l'Europe (Source : http://earthexplorer.usgs.gov/).*



Figure 3 *: La rivière de Tisza à Sighetu Marmației (a) - Photo : Hodor N. et (b) - Source : google.ro/maps.*

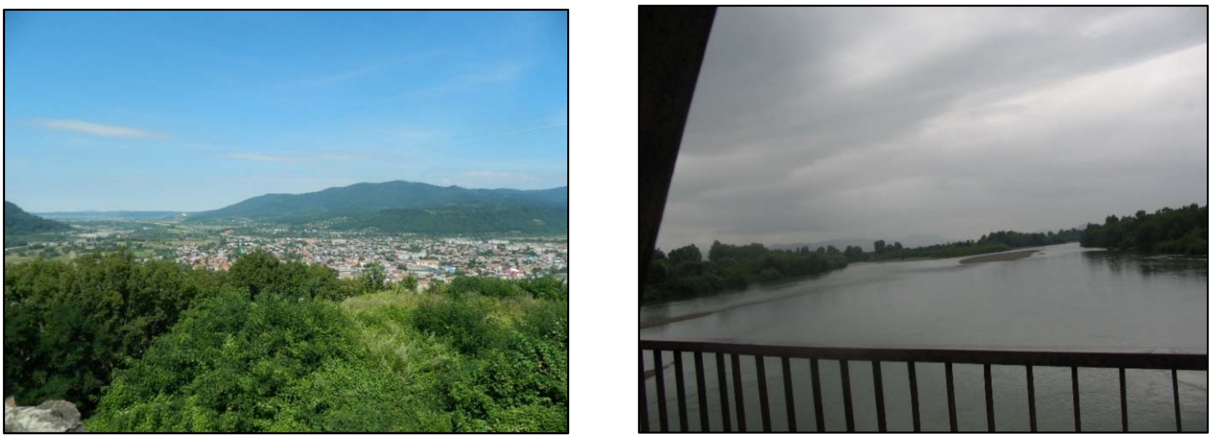


Figure 4 *(a) : La ville de Khoust et l'entrée de Tisza dans le défilé et (b) : La rivière de Tisza, en aval du défilé de Khoust (Photo : Hodor N.)*

Un nouveau défilée, est présent jusqu'à Bocicoiu Mare. Puis, le couloir s'élargit beaucoup. Dans la région de la ville de Sighetu Marmaţiei et Slatina, la Tisza a un débit de 78 m³/s, et à la sortie de la Roumanie, le débit est de 150 m³/s (Boar, 2005, p. 97).

Les causes des inondations historiques ont été, en général, les précipitations.

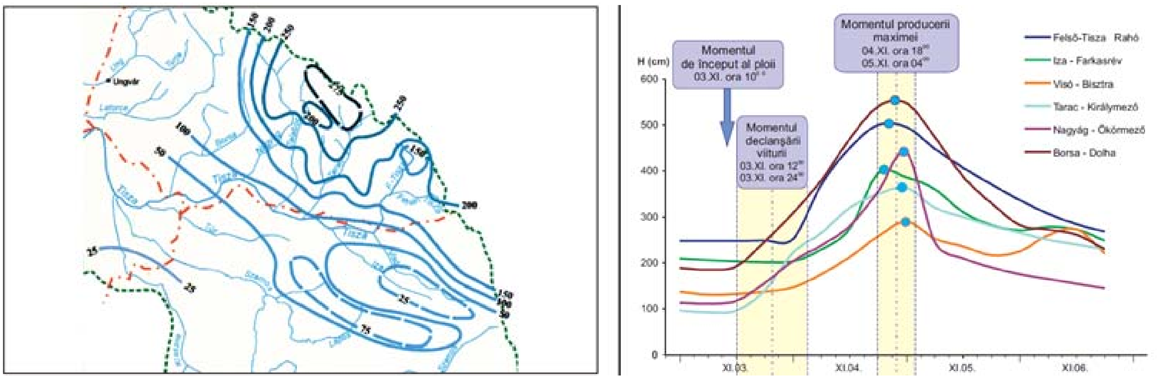


Figure 5 *(a) : La répartition territoriale des précipitations dans le bassin hydrographique de Tisza Supérieure, du 3 à 5 novembre 1998 (Fazakas, 2001) et (b) : Les inondations sur la Tisza Supérieure, de novembre 1998. Les trois moments : début des précipitations, début des inondations, le maximum. Il s'agit des rivières : Tisza Supérieure, Iza, Vișeu, Taras, Iza Neagră et Borjava (Fazakas, 2001, p. 5).*

2. Résultats

Nous présentons la situation des inondations dans quelques séquences représentatives, par les secteurs, d'amont en aval.

2.1. Le secteur des sources, au village de Valea Vișeului

Le cours de Tisza est très rapide près des sources et aussi dans la région des défilés en Ukraine. À maintes reprises, elle inonde les routes (Figure 6 a et b). Cela a affecté beaucoup des routes, les bords des rivières, les ponts, les terrains agricoles, les maisons etc.



Figure 6 *(a) et (b) : Inondations en Ukraine, avant la confluence de Tisza et de Vișeu (Kvasi=Borcut, Bilin=Bălin, Rahiv=Rahău, Kostilivka=Bârlibaş, Dilove=Trebuşeni etc.). Source : TCH (https//tns.ua), 21. 11. 2015.*

2.2. Le secteur de la frontière roumaine-ukrainienne (de Valea Vișeului à Piatra)

Dans le village de Valea Vișeului, le terrain entre la rivière et les maisons, a été complètement inondé en 2001, y compris la gare (Figure 7 a). A maintes reprises ont été affectés par les précipitations les étangs du bassin hydrologique de la rivière de Vișeu.

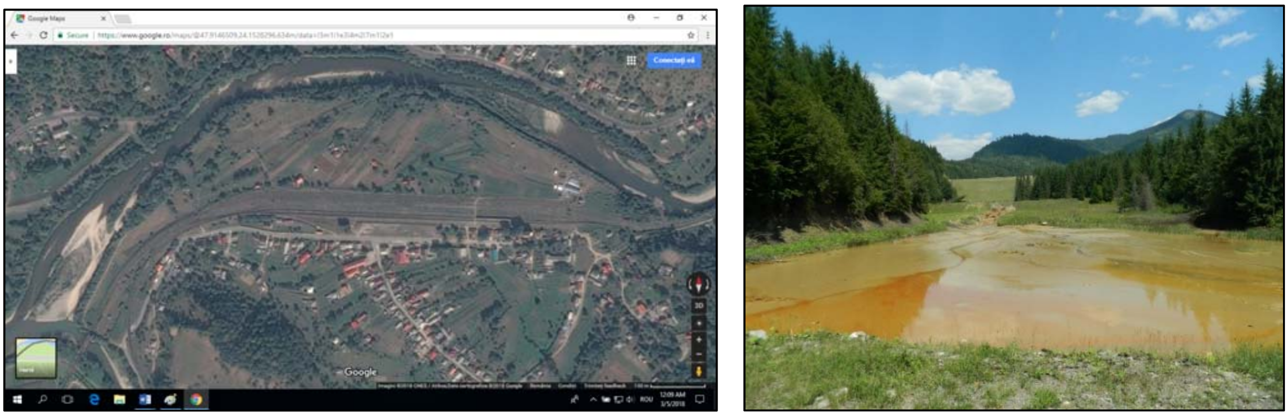


Figure 7 *(a) : La rivière de Tisza à Valea Vişeului et la confluence avec la rivière Vişeu (Source : google.ro/maps) et (b) L'étang de résidus minières de Novăț (Photo : Hodor N.).*

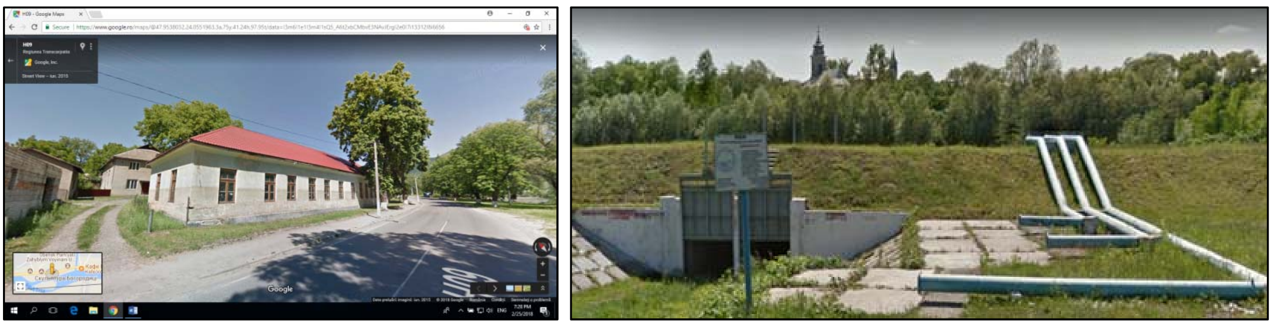


Figure 8 *(a) : Le niveau des eaux à l'école de Lunca (Ukraine) au mois de mars 2001 et (b) : Digues de protection à Bocicoiu Mare, Ukraine. Sources : google.ro/maps.*

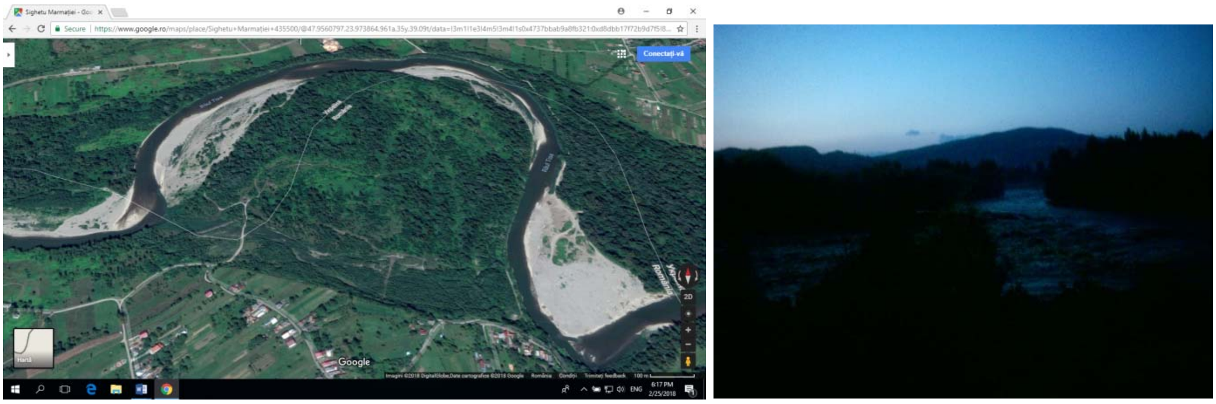


Figure 9 *(a) Les prises d'eau à Crăciunești. On peut voir les traces d'eau qui évitent le méandre (Source : google.ro/maps) et (b). La* même *zone en 2008 (Photo : Hodor N.).*

A Lunca (Ukraine), l'école a été inondée au mois de mars 2001 (Fig. 8 a). Les prises d'eau du village de Crăciunești sont restées beaucoup de fois en Ukraine, parce que les eaux ont coupé le méandre (Fig. 9 a).

Il y a une dizaine d'années, quand a été positionnée la station hydrologique automatique sur le pont de Sighetu Marmației (Roumanie) – Slatina (Solotvino, Ukraine). On peut voir toujours sur l'internet le niveau d'eaux, les précipitations et la température.

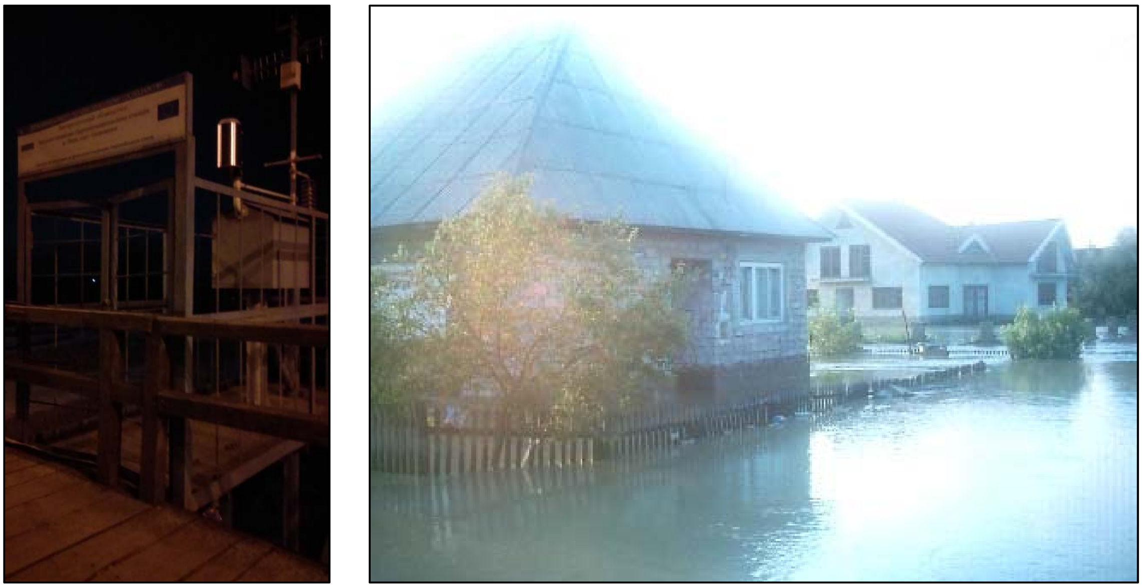


Figure 10 *(a) : La station hydrologique automatique située sur le pont de Sighetu Marmației - Slatina et (b) Inondation sur la rivière de Tisza à Remeți, 24. 07. 2008 (Photos : Hodor N.).*



Figure 11 *(a) :* ***Teceu Mic :*** *La digue, au mois de novembre 2015 et (b) et (c) les niveaux des inondations à l'école.*

2.3. Le secteur du village Piatra au Défilé de Khoust

Ce secteur a été affecté plusieurs fois, les eaux ont inondées les terrains agricoles et les routes dans quelques points entre la ville de Khoust et le village de Piatra.

Conclusions

Les inondations historiques, les plus puissantes, au cours du dernier demi-siècle ont été dans les années 1970, 1998, 2001, 2010 (Figure 11 b).

En Roumanie, elles ont affecté la voie ferrée dans le secteur de Valea Vișeului, les prises d'eau de Crăciunești qui alimentent la ville de Sighetu Marmației, le secteur de maisons et des terrains agricoles Remeți-Teceu Mic, la Valée de Vaser, Ruscova, le village de Șieu, Oncești etc. ; en Ukraine, amont de Rahău, secteur Lunca, entre Teceu et Khoust, vallées de Taras, de Talabor et Iza Neagră etc.

Les digues peuvent protéger la vie et les biens de la population. Les plus récentes digues de protection sont celles de Teceu Mic, financées par des programmes européens, qui ont été achevées en 2015.

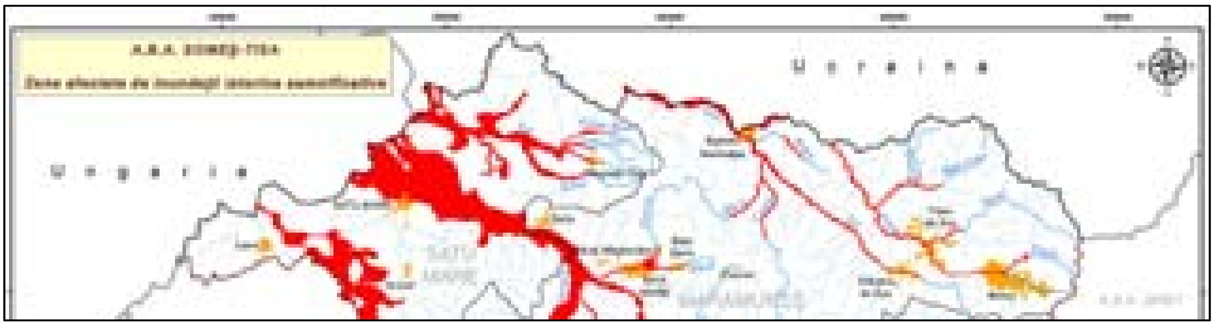


Figure 12 : *Les inondations historiques au nord du bassin Someș - Tisza (Source : http://www.mmediu.ro/app/webroot/uploads/files/2016-03-24_RO9_FRMP_PMRI_SOMES_TISA.pdf p. 178, modifié).*

Les débits maximaux de la rivière Tisza, le 5 novembre 1998 (Fazakas, 2001, p. 10) ont été : 700 m^3/s à Rahău, 1460 m^3/s à Bocicoiu Mare, 3180 m^3/s à Teceu et 3110 m^3/s à Khoust. Le plus grand débit a été enregistré le 3.03 2001 (Tisza à Rahău - 1116 m^3/sec, Bocicoiu Mare - 1820 m^3/s, Teceu – 3380 m^3/s et Khoust – 3400 m^3/s), Shershevsky A., 2007, p. 94. Pour comparaison, on peut mentionner les débits moyens : Avant la confluence de Tisza et Vișeu, le débit de Tisza au village de Valea Vișeului est de 34,5 m^3/s. Après la confluence il est de 65,5 m^3/s (Ilieș M. et collab., 2013, adaptés), entre Rahău et Bocicoiu Mare. A Sighetu Marmației, le débit est de 78 m^3/s, et en aval de Teceu il est de 150 m^3/s (Boar, 2005, p. 97, Ilieș M. et collab., 2013, p. 44).

Références bibliographiques

Bătinaș R., Halley D., (coord.), Servicii ale ecosistemelor din siturile Natura 2000 Pricop – Huta Certeze și Tisa Superioară, Editura Risoprint, Cluj-Napoca, 2017 ;

Bilașco Șt., Horvath Cs., Cartografierea digitală a benzilor de inundabilitate, a calculelor hidraulice și a analizei spațiale GIS, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 2016 ;

Boar N., Regiunea transfrontalieră româno-ucraineană a Maramureșului, Edit Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 2005 ;

Chiș V. T., Kosinszki S., Geographical Introductary Characterization of the Upper Tisa River Basin (Romania-Ukraine), p. 1-15 Transylvanian Review of Systematical and Ecological Research, 11 in The Upper Tisa River Basin, Editors Bănăduc D., Prots B., Curtean-Bănăduc Angela, "Lucian Blaga" University of Sibiu, Sibiu - Romania - European Union, 2011 ;

Cocean, P. Coord., Planul de Amenajare a Teritoriului Regiunii de Nord-Vest (PATR). Coordonate majore, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca, 2004 ;

Fazakas, L., Viitura din noiembrie 1998 în bazinul hidrografic Tisa Superioară, DATS și VIZITERV Consult SRL, Nyiregyhaza, 2001 ;

Haidu I., Evaluarea potentialului hidroenergetic natural al râurilor mici. Aplicație la Carpații Maramureșului și Bucovinei, Editura Gloria în colaborare cu RENEL, Cluj-Napoca, 1993 ;

Ilieș Gabriela, *Țara Maramureșului. Studiu de geografie regională*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 2007 ;

Ilieș M., Ilieș Gabriela, Hotea M., *Țara Maramureșului, Atlas geografic*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 2013 ;

Măran P., Măran Ioana, Kosinszki S. A., Chiș T. V., Hodor N., Tocar M., *Regiunea transfrontalieră româno-ucraineană a Tisei Superioare*, Hartă turistică, Editura Aska Grafika, Sighetu Marmației, 2014 ;

Pandi G., Concepția energetică a formării și transportului aluviunilor în suspensie. Aplicație în NV României, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 1997 ;

Sima, A., Şerban, Gh., *The Historical Flood Of July 2008 From Vaser River Basin, Romania. Causes, Effects And Flood Control Actions*. Present Environment and Sustainable Development. Volume 9, Issue 2, DE GRUYTER OPEN, Warsaw, Poland, 2015. p. 229– 242 ;

Shershevsky A., *The Conditions of the Formation and Development of Extreme Floods in Zakarpatye (The Basin of the Tisa River),* in Vasiliev, O. F., P. H. A. J. M. van Gelder, E. J. Plate and M. V., Bolgov, Extreme Hydrological Events : New Concepts for Security, Spriger Ed., Dordrecht, The Netherlands, 2007 ;

Sofronie C., *Amenajări hidrotehnice în Bazinul hidrografic Someș-Tisa*, Casa de editură Gloria, Cluj-Napoca, 2000 ;

Şerban, Gh., Pandi, G., Sima, A., The need for reservoir improvement in Vişeu river basin in order to prevent flooding, with minimal impact on protected areas. Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Geographia, LVII, nr.1, Cluj-Napoca, 2012, p. 71-80 ;

http://www.earthexplorer.usgs.gov/) ;

http://www.google.ro/maps ;

http://www.mmediu.ro/app/webroot/uploads/files/2016-03-24_RO9_FRMP_PMRI_SOMES_TISA. pdf ;

http://www.rowater.ro/dasomes/default.aspx ;

http://www.youtube.com/watch?v=zYpHgbFZ37Q ;

http://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache :http://www.rowater.ro/EPRI%2520Rapoarte/09%2520Inundatii%2520istorice%2520semnificative%2520bazine%2520hidrografice%2520ABA%2520Somes%2520Tisa.xls&gws_rd=cr&dcr=0&ei=ZAaTWu7ZB4rfwQL344qQDA

https//tns.ua (TCH, Televiziina Slujba Novin, Ukraine)

Annexe :

Tableau 1 : *Les inondations historiques du bassin supérieur de la Tisza (Bătinaș et collab., 2017, p. 97).*

Rivière	Date	Durée/jours	Rivière	Date	Durée/jours	Rivière	Date	Durée/jours
Tisa	10.05.1970	7	Iza	28.03.1995	1	Iza	04.11.1998	1
Iza	12.05.1970	2	Iza	28.04.1995	1	Vișeu	08.01.1999	2
Vișeu	12.05.1970	2	Iza	17.11.1995	2	Iza	08.01.1999	2
Vișeu	12.06.1974	2	Tisa	17.11.1995	2	Tisa	08.01.1999	2
Vișeu	20.07.1974	2	Vișeu	17.11.1995	1	Vișeu	27.07.1999	1
Iza	12.06.1974	2	Tisa	23.12.1995	1	Tisa	03.03.2001	4
Tisa	12.06.1974	2	Vișeu	23.12.1995	1	Iza	29.03.2006	2
Vișeu	12.03.1981	2	Iza	23.12.1995	2	Tisa	24.07.2008	4
Iza	12.03.1981	2	Vișeu	11.04.1998	1	Iza	24.07.2008	2
Tisa	11.03.1981	2	Vișeu	08.07.1998	1	Iza	03.03.2001	2
Iza	09.12.1981	1	Iza	08.07.1998	1	Vișeu	03.03.2001	3
Tisa	09.12.1981	1	Tisa	04.11.1998	1	Vișeu	24.07.2008	3
Tisa	28.03.1995	1	Vișeu	04.11.1998	1	-	-	-

La perception des aléas hydriques comme desservices écosystémiques : étude de cas au sud de la Roumanie

Ioana-Toroimac G. [(1)]***, Zaharia L.*** [(1)]***, Neculau G.*** [(2)]***,***
Constantin D.M. [(1)]***, Stan F.I.*** [(1,2)]

[(1)] *Université de Bucarest, Faculté de Géographie [gabriela.toroimac@geo.unibuc.ro, zaharialili@hotmail.com, oprea.constantin@geo.unibuc.ro]*

[(2)] *Institut National d'Hydrologie et de la Gestion des Eaux [gianina.neculau@hidro.ro, stanflorentinaiuliana@yahoo.com]*

Résumé *– L'étude analyse la perception de la population concernant les desservices (inconvénients) et services (avantages) écosystémiques des milieux aquatiques terrestres. Parmi les desservices, uniquement les aléas hydriques ont été considérés. Comme services, que ceux à rôle régulateur et de support ont été retenus. Afin de comprendre la relation entre ces deux catégories d'inconvénients et d'avantages, un questionnaire a été élaboré en demandant aux répondants d'associer des exemples d'aléas et de services écosystémiques proposés sur une liste à une unité aquatique du voisinage de leur localité de résidence. Le questionnaire a été appliqué aux étudiants en première année de Géographie et de Sciences de l'Environnement (280), provenant surtout du sud de la Roumanie et considérés comme représentants de la société, car ils n'ont pas encore d'expérience ni dans l'étude des aléas, ni en écologie. Après la quantification des réponses, les aléas hydroclimatiques (brouillard, inondations fluviales, gel) et les services écosystémiques de support (production de la biodiversité et maintien de l'habitat) ont résulté comme étant les mieux perçus. En ensemble, le nombre de réponses de chaque catégorie (desservices versus services) est similaire, conformément au test de Mann-Whitney. Concernant les réponses démonstratives pour le Danube, les connexions entre inondations versus biodiversité ont été fortes, tandis que celles entre inondations versus régulation de l'écoulement ou pollution versus épuration naturelle ont été faibles. Cela suggère que l'implémentation du paradigme écologique dans la gestion du Danube devrait insister sur la biodiversité, mais aussi la nécessité de mieux informer la population sur le rôle régulateur des milieux aquatiques terrestres.*

Mots-clés : Perception, Aléas hydriques, Services écosystémiques, Danube, Paradigme écologique.

Abstract – Perception of water-related hazards as ecosystem disservices : a case study in southern Romania. *The study analyzes public perception of ecosystem dissservices (disadvantages) and services (benefits) of terrestrial aquatic environments. Among the disservices, only water-related hazards were considered. Concerning the services, only those with regulatory and support roles were retained. In order to understand the relationship between these two categories of disadvantages and benefits, a questionnaire was developed asking the inhabitants to associate examples of hazards and ecosystem services proposed on a list with a surface water body located in the neighborhood of their locality. The questionnaire was applied to first-year students in Geography and Environmental Sciences (280), mostly from southern Romania and considered as representatives of society, as they have no prior experience in studying hazards or ecology. After quantifying responses, hydroclimatic hazards (fog, floods, frost) and supporting ecosystem services (biodiversity production and habitat maintenance) appeared to be the most perceived. Overall, the number of responses from each category (disservices versus services) is similar, according to the Mann-Whitney test. With regard to responses demonstrative for the Danube River, the connections between floods versus biodiversity were strong, whereas those between floods versus flow regulation or pollution versus natural purification were weak. These findings suggest that implementing the ecological paradigm in Danube River management should emphasize biodiversity, and also the necessity to better inform the population on the regulatory role of terrestrial aquatic environments.*

Keywords : Perception, Water-related hazards, Ecosystem services, Danube, Ecological paradigm.

Introduction

Les desservices écosystémiques sont fonctions ou propriétés des écosystèmes avec des effets négatifs pour la société ou qui sont perçus en tant que dangereux ou désagréables (Lyytimäki, 2014). Beaucoup de tels desservices écosystémiques ont été inventoriés surtout en ville, comme, par exemple, la diminution de la quantité d'eau et la dégradation de sa qualité (von Döhren et Haase, 2015). Une des études précédentes a montré que les aléas peuvent entraîner des desservices écosystémiques, qui influencent les attitudes et actions de la population (Conway et Yip, 2016). Par conséquent, il s'avère nécessaire de documenter aussi bien les services, que les desservices des écosystèmes et de comprendre les interactions socio-écologiques afin de développer des stratégies adéquates de gestion de l'environnement (Conway et Yip, 2016).

Dans cette étude, les aléas, considérés des inconvénients pour la société, sont comparés à des services écosystémiques, qui représentent des avantages pour la société. Le but de ce travail est d'analyser la perception des habitants concernant les avantages et les inconvénients des milieux aquatiques terrestres. Plus précisément, l'objectif a été d'identifier des exemples d'aléas hydriques et de services écosystémiques perçus par les résidents, en Roumanie. Une étude de cas a été menée sur la perception du Danube.

1. Données et méthodes

Pour atteindre cet objectif, nous avons élaboré un questionnaire structuré comprenant, d'une part, des exemples d'aléas hydriques et, d'autre part, des exemples de services écosystémiques associés aux milieux aquatiques terrestres (i.e. rivières et lacs). Les exemples choisis sont facilement à reconnaître par des non-spécialistes, donc ils restent assez généraux et ils ne recouvrent ni l'ensemble des aléas, ni l'ensemble des services écosystémiques. Concernant les aléas, aussi bien ceux d'origine naturelle que ceux d'origine anthropique se retrouvent dans le questionnaire : a) aléas hydriques naturels : hydrologiques (inondations fluviales, inondations par la remontée de la nappe phréatique, sècheresse hydrologique), hydroclimatiques (brouillard, gel de l'eau), hydrogéomorphologiques (dynamique latérale et verticale du cours d'eau), pédologiques (salinisation du sol), biologiques (eutrophisation, excès d'insectes, maladies hydriques) ; b) aléas hydriques anthropiques : pollution (chimique industrielle, aux nitrates de l'agriculture, biologique, aux matières en suspensions, radioactive). En tant que services écosystémiques, seuls ceux à rôle régulateur et de support ont été inclus dans le questionnaire : rôle régulateur des zones humides pour la quantité et la qualité de l'eau, rôle régulateur de l'eau et des zones humides pour la température et la qualité de l'air (ex. stockage du carbone), production de la biodiversité, maintien de l'habitat et formation du sol.

Les interviewés ont été demandé d'associer des exemples de chaque catégorie – aléas et services écosystémiques – à une unité aquatique située à proximité de leur localité de résidence. Plusieurs réponses étaient possibles à la fois. Les interviewés qui n'habitent pas dans le voisinage d'une unité aquatique n'ont pas continué le questionnaire.

Le questionnaire a été appliqué aux étudiants en première année de licence en Géographie et Science de l'Environnement. À partir de l'exemple de l'étude de Cottet et al. (2013), nous avons considéré les étudiants comme représentants de la société, car ils n'ont pas une formation antérieure ni dans l'analyse des aléas, ni en écologie.

Après avoir quantifié les réponses au questionnaire, l'analyse a été menée des deux façons. Tout d'abord, l'ensemble des réponses pour les aléas hydriques versus services écosystémiques a été comparé en utilisant le test non-paramétrique de Mann-Whitney. Ensuite, pour l'étude de cas du Danube, les réponses ont été analysées en tant que réseau de connexions.

2. Résultats

Au total, 280 réponses ont été cumulées. La plupart d'entre eux reflète la perception des résidents des départements du sud de la Roumanie (ex. 65 pour Bucarest – B, 23 pour le département de Prahova – PH, 20 en Olt – OT, 19 en Buzău – BZ, 18 en Ilfov – IF, 16 en Dâmbovița – DB) (Figure 1). 35 réponses correspondent aux localités situées le long du Danube.

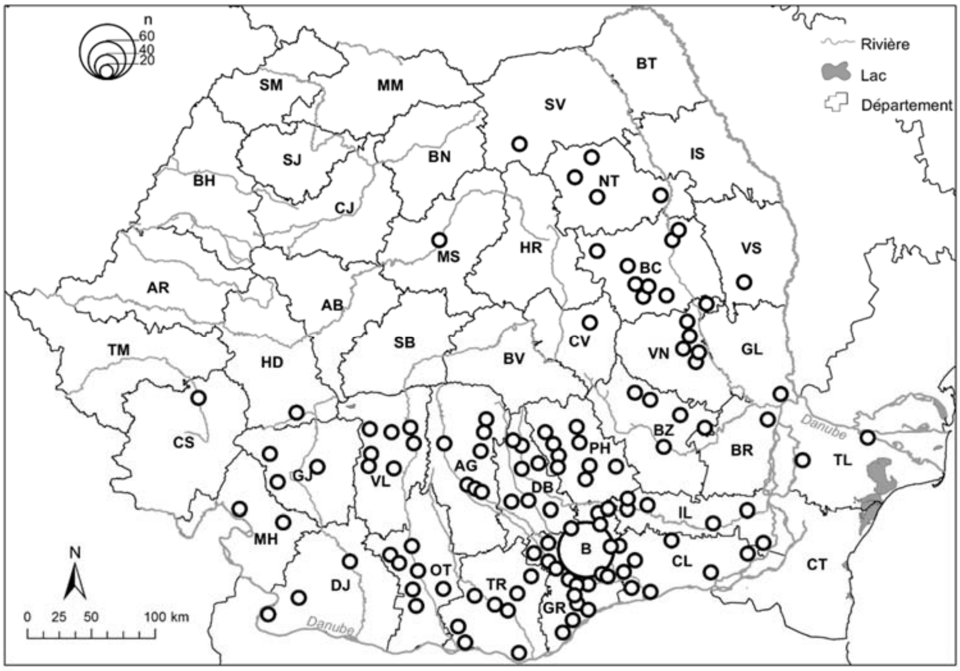


Figure 1 : *Localisation des répondants au questionnaire appliqué dans cette étude (n = nombre de réponse par localité ; les lettres dans les départements indiquent leurs acronymes – à voir le texte)*

2.1. Exemples d'aléas et de services écosystémiques perçus

Les interviewés ont choisi un nombre comparable d'exemples d'aléas hydriques et de services écosystémiques, selon le test non-paramétrique de Mann-Whitney. Pour les aléas, le nombre moyen de choix a été 27,8 (médiane = 26,8 ; écart type = 27.5). Pour les services écosystémiques, le nombre moyen de choix a été 21,2 (médiane =18,6 ; écart type = 15,1). Les résultats montrent un équilibre dans la perception des inconvénients et des avantages des milieux aquatiques terrestres, ce qui indique l'objectivité des interviewés dans le cas de cette étude (Schaubroeck, 2017).

Parmi les aléas, les répondants ont choisi le brouillard comme étant l'aléa le plus fréquent associé au milieu aquatique (65,6%) (Figure 2a). De nombreuses réponses (40-50%) ont été obtenues aussi par les inondations fluviales et le gel de l'eau. Au contraire, les moins fréquentes réponses (< 10%) correspondent à la dynamique verticale du lit des rivières et aux maladies hydriques.

Concernant les services écosystémiques, la production de la biodiversité a été le choix de top (51,8%) (Figure 2b). À l'opposé, la moins fréquente réponse (3,6%) a été celle de régulateur du milieu aquatique pour la qualité de l'eau.

2.2. Particularités de la perception du Danube

Les réponses concernant le Danube se ressemblent à la totalité des réponses décrites ci-dessus, conformément au test de Mann-Whitney. De plus, les interviewés ont donné un nombre comparable de réponses pour les aléas et les services écosystémiques. Le nombre moyen de réponses concernant les aléas a monté à 40,1 (médiane = 37,9 ; écart type = 39,6), tandis que le nombre moyen de réponses concernant les services écosystémiques a baissé à 29,7 (médiane = 17,1 ; écart type = 23,8). Le brouillard et la production de la biodiversité ont été les réponses préférées des deux catégories (Figure 2c et 2d).

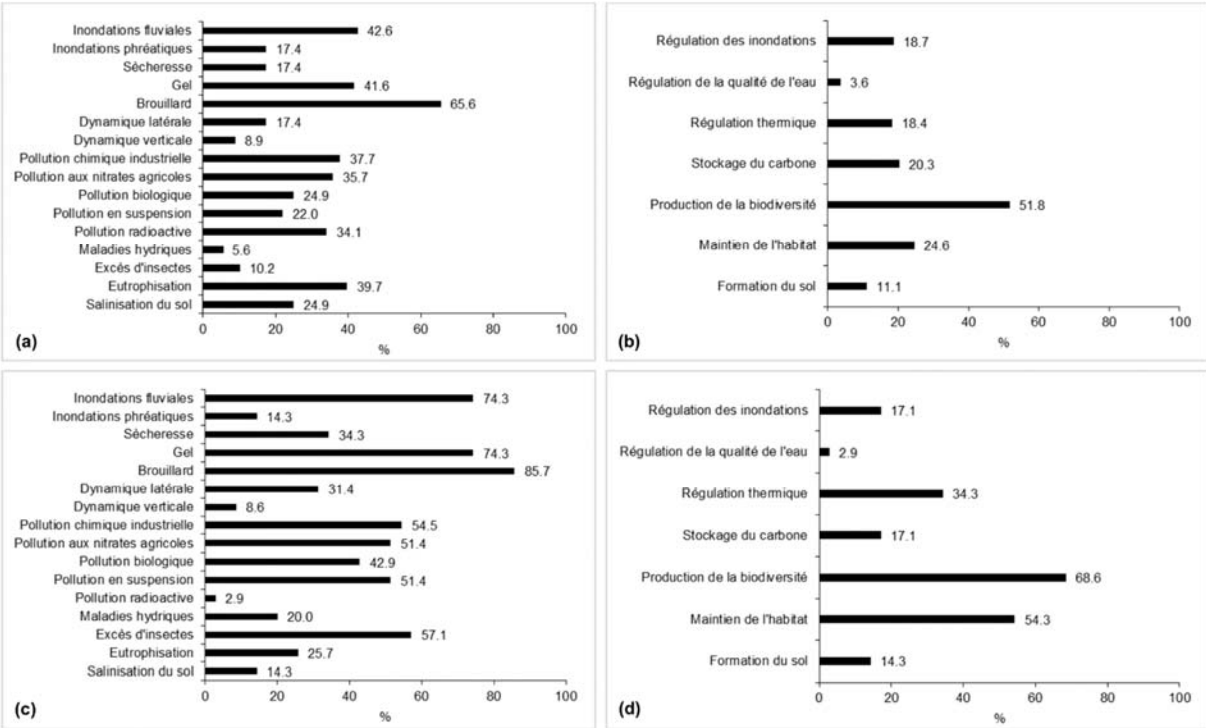


Figure 2 : *Choix des aléas hydriques (a – ensemble, c – Danube) et des services écosystémiques (b – ensemble, d – Danube) dans le questionnaire appliqué dans cette étude*

Au milieu du réseau des aléas hydriques et des services écosystémiques, avec le même nombre de connexions, se trouvent : les inondations fluviales et par remontée de la nappe phréatique, le gel de l'eau, le brouillard, la pollution aux nitrates, biologique et aux matières en suspension, ainsi que la production de biodiversité et le maintien de l'habitat. Les plus nombreuses associations ont été faites entre certains aléas hydriques, comme les inondations et le brouillard ou le gel (Figure 3), ce qui confirme les résultats précédents. Les connexions entre les inondations fluviales et par remontée de la nappe phréatique, d'une part, la production de la biodiversité et le maintien de l'habitat, de l'autre part, se trouvent dans la partie supérieure de la liste, en étant assez fortes. Au contraire, des connexions assez faibles ont été entre : le rôle de réguler l'écoulement et les inondations, ainsi qu'entre le rôle de réguler la qualité de l'eau et la pollution.

Ces résultats suggèrent que les habitants du long du Danube sont préparés pour l'implémentation du paradigme écologique dans la gestion du fleuve. La biodiversité semble être le point fort autour duquel la stratégie pourrait être élaborée. La pollution de l'eau a été perçue comme assez importante, tandis que l'épuration naturelle est ignorée ; par conséquent, le rôle des milieux aquatiques de réguler la qualité de l'eau pourrait être mis en avant dans la stratégie. De plus, certains aléas hydroclimatiques, comme les inondations, doivent être mieux gérés, toujours par le moyen du rôle régulateur des milieux aquatiques, car les mesures actuelles ne semblent pas donner suffisamment de résultats.

Etant donné que ces résultats reflètent la perception des étudiants, il s'avère nécessaire aussi d'adapter le curriculum afin qu'il réponde mieux aux besoins de la société. En fonction de leur parcours en Géographie ou en Sciences de l'Environnement, les étudiants peuvent suivre des cours sur les aléas et en écologie. Pourtant, l'expérience antérieure dans d'autres universités a montré que les transdisciplines (ex. science de la rivière) assurent des connaissances et compétences plus larges, qui peuvent mieux contribuer à la formation des prochains spécialistes (Vugteveen et al., 2014).

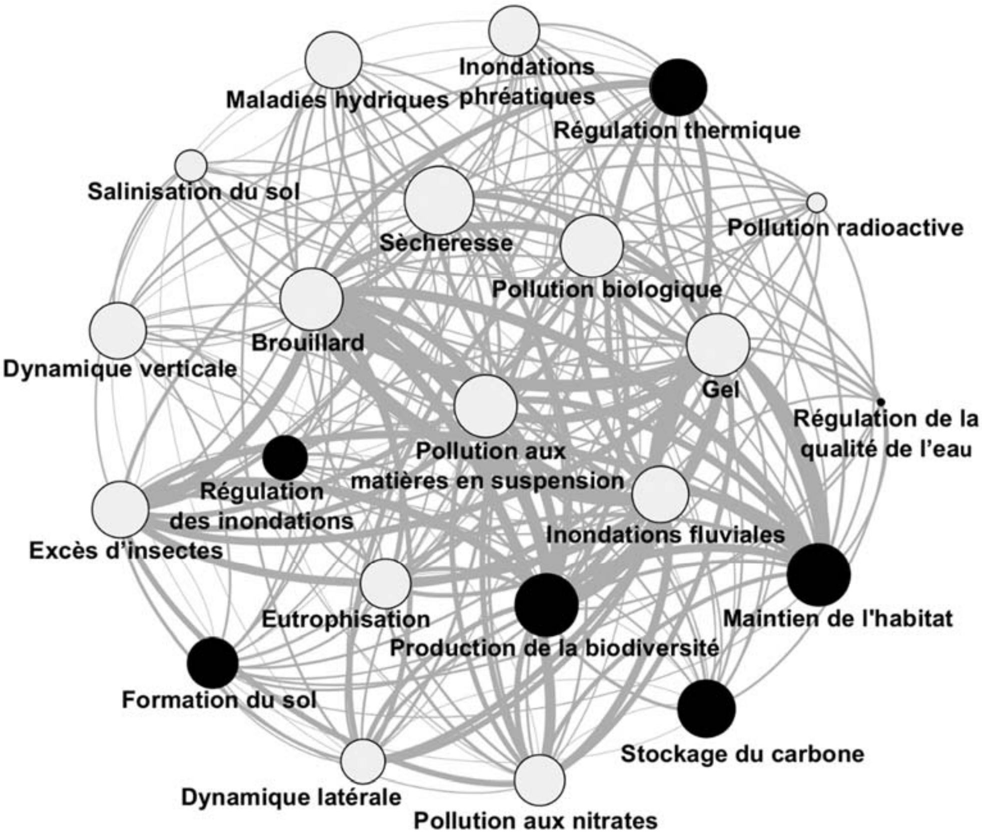


Figure 3 : *Connexions entre aléas hydriques (cercles gris) et services écosystémiques (cercles noirs) dans les réponses concernant le Danube*

Conclusion

Le but de cette étude a été de connaître la perception de la population concernant les services et les desservices écosystémiques des milieux aquatiques terrestres afin d'adapter les stratégies de leur gestion. Par conséquent, un questionnaire envisageant d'associer des exemples des services et desservices à une unité aquatique voisine a été appliqué sur 280 personnes, la plupart d'entre eux vivant au sud de la Roumanie.

Les résultats du questionnaire de perception ont montré un équilibre entre les réponses pour les aléas hydriques et pour les services écosystémiques des milieux aquatiques terrestres. Parmi les aléas, ceux climatiques (brouillard, gel) et hydrologiques (inondations

fluviales) ont reçu les plus nombreuses réponses. Concernant les services écosystémiques, ceux liés à la biodiversité ont été le plus facilement perçus. Le rôle régulateur des milieux aquatiques n'a pas été identifié.

Suite à ces résultats, les recommandations sont de mettre en avance la biodiversité et de mieux informer la population sur le rôle régulateur des milieux aquatiques pour la quantité d'eau et sa qualité, ce qui faciliterait l'implémentation du paradigme écologique dans la gestion des rivières, en générale, et du Danube en particulier.

Remerciements

Les auteurs remercient aux étudiants en première année de la Faculté de Géographie (Université de Bucarest) d'avoir accepté à répondre au questionnaire appliqué dans cette étude.

Références bibliographiques

Conway T.M., Yip V., (2016) : Assessing residents' reactions to urban forest disservices : A case study of a major storm event, *Landscape and Urban Planning*, **153**, 1-10.

Cottet M., Piégay H., Bornette G., (2013) : Does human perception of wetland aesthetics and healthiness relate to ecological functioning?, *Journal of Environmental Management*, **128**, 1012-1022.

Lyytimäki J., (2014) : Bad nature : Newspaper representations of ecosystem disservices, *Urban Forestry & Urban Greening*, **13**, 418-424.

Schaubroeck T., (2017) : A need for equal consideration of ecosystem disservices and services when valuing nature ; countering arguments against disservices, *Ecosystem Services*, **26**, 95-97.

von Döhren P., Haase D., (2015) : Ecosystem disservices research : A review of the state of the art with a focus on cities, *Ecological Indicators*, **52**, 490-497.

Vugteveen P., Lenders R., Van den Besselaar P., (2014) : The dynamics of interdisciplinary research fields : The case of river research. *Scientometrics*, **100**, 73-96.

Utilisation de l'interférométrie radar (INSAR) pour l'observation des glissements de terrain

Ivan K. [(1)]***, Holobaca I.-H.*** [(1)]***, Alexe M.*** [(1)]***, Meseșan F.***[(1)]***, Furtuna P.*** [(1)]

[(1)] *Université Babeş-Bolyai, Faculté de Géographie, Cluj-Napoca, Roumanie*
[kinga.ivan@ubbcluj.ro, iulian.holobaca@ubbcluj.ro, mircea.alexe@ubbcluj.ro, flaviumesesan@yahoo.com, paula_roxana.furtuna@yahoo.com]

Résumé *– Cet article cherche à identifier les déplacements verticaux sur les versants situés en proximité de l'autoroute de Transylvanie. Ceux-ci ont été détectés en utilisant des images satellitaires radar (Sentinel 1) à l'aide des logiciels SNAP et Snaphu employant l'interférométrie radar. Cette méthode s'est révélée très utile pour détecter, contrôler et tester l'efficacité des travaux de stabilisation à long terme des glissements de terrain.*

Mot clés : glissements de terrain, interférométrie SAR, télédétection, autoroute, Sentinel 1.

Abstract – Use of the radar interferometry (INSAR) for the observation of landslides. *This article seeks to identify the vertical displacements on the slopes located near the Transylvania highway. The movements were detected using radar satellite images (Sentinel 1) using SNAP and Snaphu software employing radar interferometry. This method has proved very useful for detecting, controlling and testing the effectiveness of long-term landslide stabilization work.*

Keywords : Landslide, SAR Interferometry, Remote Sensing, Highway, Sentinel 1

Introduction

Dans la Dépression de Transylvanie, la structure géologique dominée par la présence d'argile prédispose le déclenchement des processus gravitationnels dans le cas d'interventions anthropiques majeures. Pour cette raison, les travaux d'infrastructure tels que la construction des autoroutes ont été difficiles, surtout à cause de la grande mobilité du terrain. Le déplacement vertical avec une précision millimétrique peut être détecté à l'aide de l'interférométrie SAR étant un outil utile pour identifier les mouvements de masse (Zebker et al., 2010, Chang et al., 2017). Kimura et Yamaguchi (2000), Tarchi et al. (2000), (2003), Rott et Nagler (2006), Casagli et al. (2016) ont également fait des démarches pour identifier les glissements de terrain à l'aide de l'interférométrie radar.

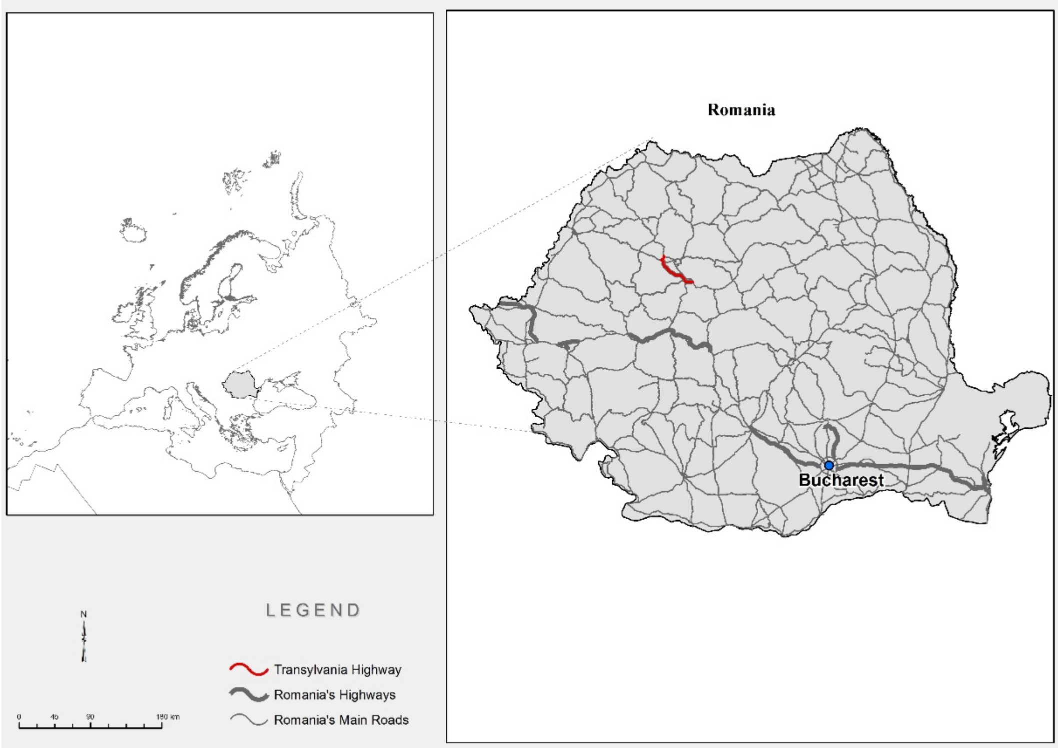


Figure 1 : *Localisation de l'aréal étudié*

Dans cet article, nous proposons la détection des mouvements verticaux majeurs et persistants sur les versants situés en proximité de l'autoroute de Transylvanie. L'autoroute de Transylvanie fait partie d'un corridor de transport très important reliant l'Europe Centrale à l'Europe du Sud. Nous considérons que le principal avantage de la télédétection radar est la facilité de surveiller les travaux de consolidation, déjà effectués pendant les travaux de construction et l'intervention rapide dans le cas de détection du déplacement du terrain avant que des processus majeurs ne soient déclenchés.

1. Données et méthodes

Dans le présent article, les images satellite Sentinel 1 (disponibles à partir du 3 avril 2014) ont été obtenues auprès du Copernicus Open Access Hub (https://scihub.copernicus.eu/) pour la période 2014-2017 (Tableau 1). Les images satellite Sentinel 1 (bande C - 5 cm) sont disponibles en deux polarisations (verticale et horizontale). Dans notre étude, nous avons utilisé seulement la polarisation verticale. Les données ont été traitées en utilisant les logiciels SNAP et Snaphu (ESA, 2016).

Tableau 1 : *Les images utilise pour la création des interférogrammes*

Master	Slave
31 Octobre 2014	24 Novembre 2014
19 Novembre 2015	13 Décembre 2015
8 Octobre 2016	01 Novembre 2016
15 Octobre 2017	08 Novembre 2017

La méthodologie de travail décrite à la Fig. 2 présuppose les étapes suivantes :

- o coregistration des images (assure la superposition géométrique parfaite des deux images maître et esclave) ;
- o création des interférogrammes ;
- o contrôle de cohérence ;
- o suppression des zones de démarcation (Deburst) ;
- o élimination de la phase topographique ;
- o application du filtre Goldstein (réduction du bruit) ;
- o traitement des interférogrammes filtrés à l'aide du logiciel Snaphu ;
- o conversion de la phase en déplacement vertical ;
- o transition entre la géométrie radar et les coordonnées géographiques (Terrain Doppler Range) ;

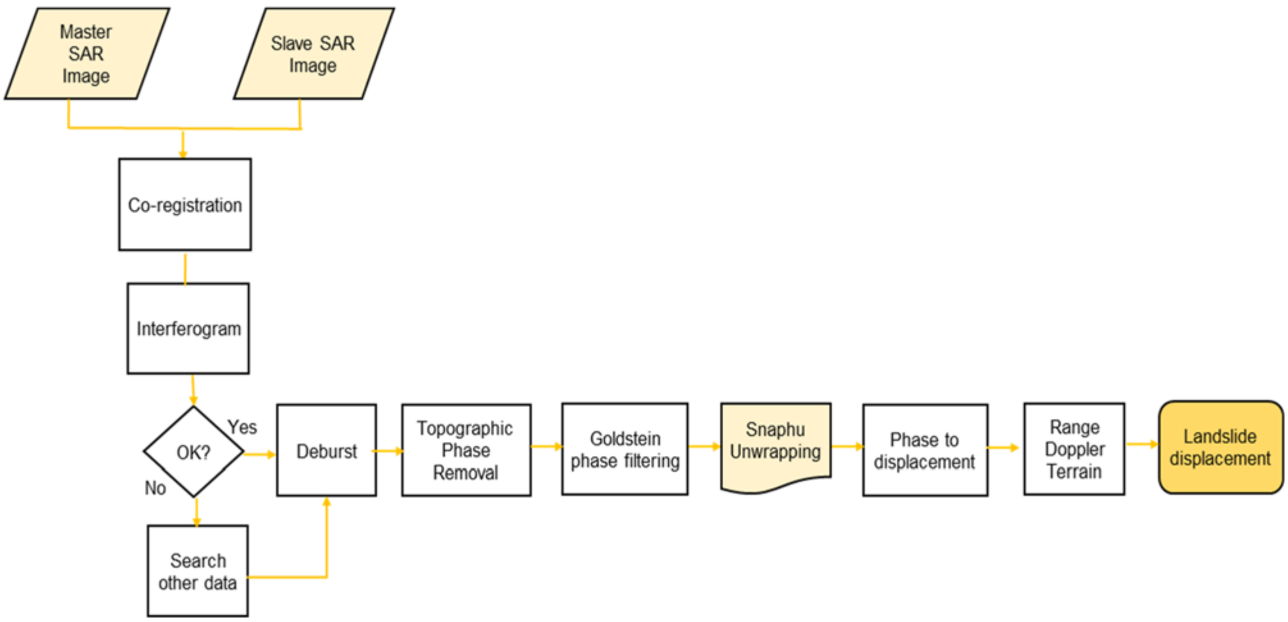


Figure 2 : *Méthodologie de travail (ESA, 2016).*

2. Résultats

2.1. Glissement de terrain Nădăşelu

La méthode appliquée a mis en évidence certains aréaux avec des déplacements verticaux dans la zone d'étude. La figure 2a montre un aréal avec des déplacements verticaux pendant la période d'étude qui a été investiguée sur le terrain. La zone investiguée se trouve près de la sortie de l'autoroute près de Nădăşel (Fig. 2b). Les résultats indiquent un mouvement de 2,2 cm en 2015 et respectivement de 3 cm en 2016. Aucun mouvement n'a été détecté pour 2014 et 2017. On peut noter que les mouvements ont été observés au-dessus des travaux routiers en 2015 et ils se sont étendus en aval l'année suivante. Les travaux effectués au début 2017 semblent avoir stabilisé le processus gravitationnel détecté et, par conséquent, aucun mouvement vertical n'a été identifié dans cette zone.

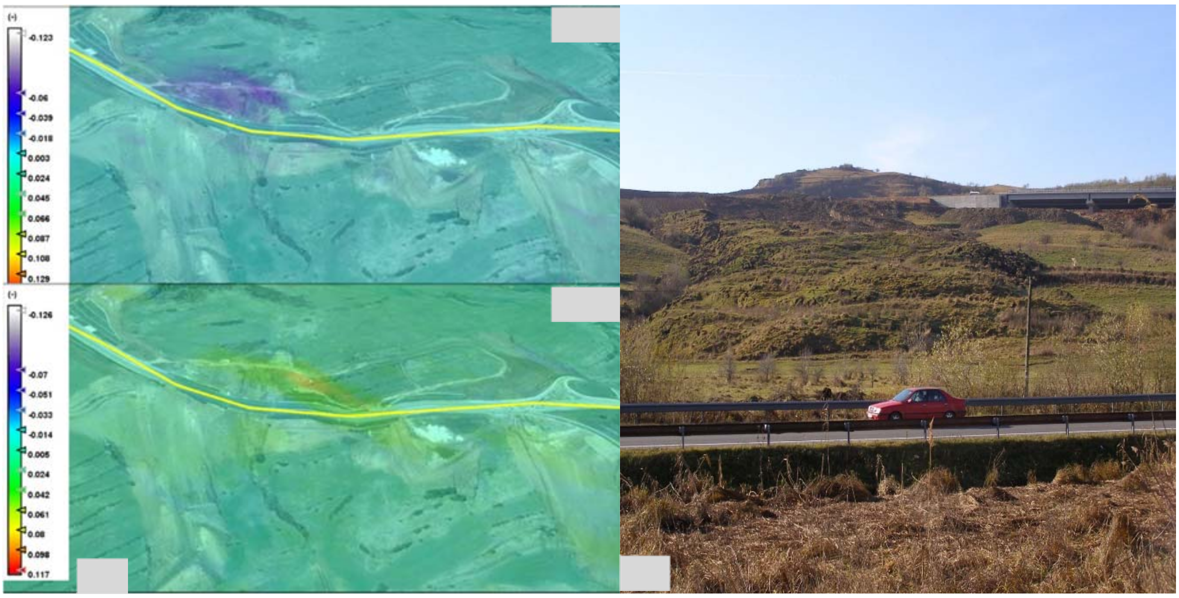


Figure 2 : *Les glissement de terrain près de la sortie de l'autoroute de Nădășelu.*

2.2. Glissement de terrain Crăești

Dans les zones identifiées, nous pouvons remarquer l'intensité du mouvement et des formes et directions suggérant des glissements de terrain. Un tel cas est illustré dans la figure 3. Dans cette zone située dans la commune de Crăești, nous avons identifié des déplacements verticaux d'environ 5 centimètres.

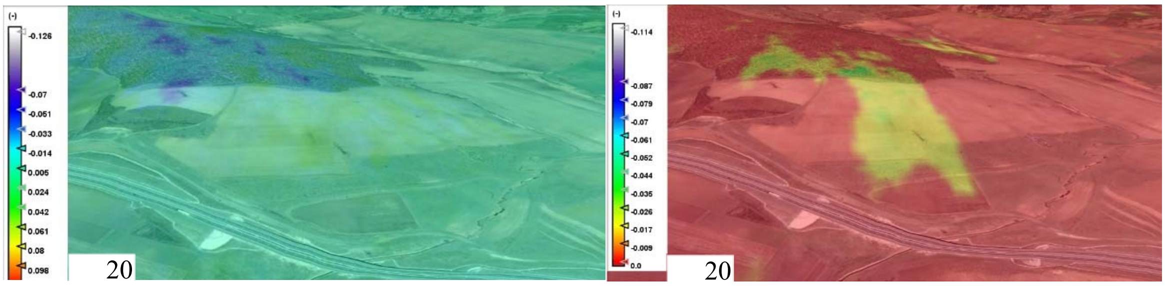


Figure 2 : *Le glissement de terrain présumé dans la commune de Crăești.*

Cette zone n'a pas encore été étudiée sur le terrain. Après la validation du processus, nous voulons effectuer des mesures détaillées avec la station totale et GPRS. Ce sont avec ces données altimétriques que nous voulons confronter les données satellitaires.

Conclusion

L'interférométrie radar s'est révélée d'être une méthode très utile pour détecter les déplacements verticaux associés au glissement du terrain. Dans les conditions géologiques de la Dépression de Transylvanie, les glissements de terrain représentent un risque naturel majeur pour un corridor de transport très important.

L'algorithme de travail proposé est facile à reproduire et peut être utilisé pour des applications similaires dans d'autres domaines d'étude. L'algorithme qui peut être facilement converti en outil et l'accès libre aux données satellitaires Sentinel 1 sont les prémisses qui facilitent un suivi à long terme de ces processus dans les zones sensibles identifiées.

Les résultats obtenus ont une applicabilité pratique immédiate et peuvent aider les autorités locales et la Compagnie Nationale d'Administration Infrastructure Routière (CNAIR) à prendre les mesures nécessaires.

Références bibliographiques

Casagli, N., Cigna, F., Bianchini, S., Hölbling, D., Füreder, P., Righini, G., Vlcko, J. (2016) Landslide mapping and monitoring by using radar and optical remote sensing : Examples from the EC-FP7 project SAFER. *Remote Sens. Appl. Soc. Environ*., 4, 92–108.

Chang, L., Dollevoet, R., Hanssen, R.F. (2017) Nation-wide railway monitoring using satellite SAR interferometry. *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens*., 10 (2), 596–604.

European Space Agency. (2016). Sentinel application platform. [Online] Available from : http://step.esa.int/main/toolboxes/snap.

Kimura, H, Yamaguchi, Y (2000) Detection of landslide areas using satellite radar interferometry. *Photogramm Eng Remote Sens* 66(3) : 337–344.

Rott, H., Nagler, T. (2006) The contribution of radar interferometry to the assessment of landslide hazards. *Adv. Space Res*., 37, 710–719.

Tarchi, D., Casagli, N., Moretti, S., Leva, D., Sieber, A. (2003) Monitoring landslide displacements by using ground-based synthetic aperture radar interferometry : Application to the Ruinon landslide in the Italian Alps. *J Geophys Res,* 108(B8), 2387.

Zebker, H., Hensley, S., Shanker, P., Wortham, C. (2010), Geodetically accurate InSAR data processor. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*. 48(12), 4309–4321.

L'exposition à la sécheresse dans l'avant-pays des Carpates Orientales

***Kholiavchuk D.* [(1)]**

[(1)] Département de Géographie physique, Géomorphologie et Paléogéographie,
Université Nationale "Yuriy Fedkovych" de Tchernivtsi,
rue Kotsubynskogo 2, 58012, Tchernivtsi, Ukraine, d.kholyavchuk@chnu.edu.ua

Résumé *– Les conditions sèches prolongées se sont révélées être spécifiques de l'avant-pays des Carpates orientales, avec un risque accru par rapport aux régions de montagne en raison des transformations de la circulation et des phénomènes hydroclimatiques continentaux. Les périodes de jours secs consécutifs et l'indice SPEI sont proposés de manière appropriée pour détecter la variabilité et les risques des processus de séchage dans la zone. Les deux indices confirment les changements dans les manifestations de la sécheresse dans les aspects centennaux, courant sur 30 ans, pluriannuels et saisonniers. La récurrence des jours secs consécutifs est attribuée aux types de circulation dominants. Le cours annuel du SPEI implique le caractère des sécheresses induit par le réchauffement dans la zone d'avant-pays.*

Mots-clés : Carpates orientales, avant-pays, risque de sécheresse, période de jours secs consécutifs, index SPEI

Abstract – Drought exposure in the foreland of Eastern Carpathians*. Prolonged dry conditions are found to be specific to the Eastern Carpathian foreland with the increased risk in comparison to mountain regions due to the circulation transformations and continental hydroclimatic feautures. The CDDs and SPEI are offered as appropriate to detect variability and risks of drying processes in the area. Both indices confirm changes in the manifestations of droughts in centennial, 30-year, multiannual and seasonal aspects. The CDDs recurrence is attributed to the dominant circulation types. The SPEI annual course implies the warming-induced character of droughts in the foreland area.*

Keywords : Eastern Carpathians, foreland, drought risk, period with consecutive dry days, SPEI index.

Introduction

Les périodes de temps sec prolongé peuvent avoir des impacts significatifs sur divers aspects de la société. Des périodes de sécheresse prolongées, indicatives de faibles précipitations, peuvent causer des sols secs, de faibles niveaux d'eau douce et un risque accru d'incendies Ces dernières années, les soucis quant à la possibilité que les sécheresses augmentent en fréquence, sévérité et durée se sont accentués, compte tenu de l'augmentation documentée des phénomènes climatiques extrêmes en Europe centrale et orientale et dans les montagnes en particulier. A la lumière de cette question, les Carpates orientales sont spécifiques de la continentalité la plus apparente et de la variabilité climatique la plus significative. La zone est sujette à des événements extrêmes en matière d'humidification qui compliquent l'adaptation climatique. Les scénarios climatiques quant

à cette zone sont controversés, pointant pour certains la direction aride, pour d'autres la direction humide du changement climatique (Kovats et al., 2014 ; Robock et al., 2005). Par ailleurs, la position permet d'équilibrer les processus hydrométéorologiques dus au transport actif de l'humidité avec les processus thermodynamiques et l'hétérogénéité des advections de circulation. En raison de la nature rampante de la sécheresse, ses effets s'accumulent lentement sur une longue période de temps. Dans les zones d'avant-pays, en raison des terrains complexes et vallonnés et du drainage supplémentaire, l'impact des conditions de séchage peut être observé plus rapidement et plus sévèrement (Antofie et al., 2015). Par conséquent, notre étude vise à distinguer les modèles locaux d'humidification, leur variabilité et leur application pour l'évaluation des risques climatiques.

1. Données et méthodes

La zone d'avant-pays des Carpates orientales est représentée par des terrains accidentés complexes, marqués d'une érosion active et de glissements de terrain. La chaîne de montagnes des Carpates orientales a une largeur de plus de 130 km avec l'orientation générale du nord-ouest au sud-est. Les Carpates orientales couvrent 6,3% du territoire de la Pologne, 3,5% de l'Ukraine et 28% de la Roumanie. La région est la partie la plus continentale des Carpates à la limite du climat boréal et tempéré chaud, sujette à des événements extrêmes d'humidification et de variabilité importante des précipitations saisonnières.

Afin de détecter le processus continu de séchage dans la zone d'avant-pays, ont été utilisés la valeur cumulative des jours secs consécutifs ainsi que l'indice de sécheresse SPEI. Alors que la première indique la variabilité des précipitations, le second contribue à la compréhension du risque de sécheresse induit par la chaleur.

L'analyse de la période de jours secs consécutifs est utilisée comme indice informatif simple pour évaluer le manque de précipitations et l'apport de ce manque dans le développement de la sécheresse. Il est approprié pour l'avant-pays car il reflète l'intensité et la variabilité des modèles de circulation qui se transforment rapidement sur les zones à topographie complexe et avec des caractéristiques climatiques continentales et semi-arides (Antofie et al., 2015, Nastos & Zerefos, 2009). Les jours secs consécutifs sont définis comme le nombre de jours consécutifs avec des précipitations quotidiennes de <0,05 mm par jour.

Le Standard Précipitation Evapotranspiration Index (SPEI), comme indice amélioré de sécheresse est particulièrement adapté pour les études portant sur l'effet du réchauffement climatique sur la sévérité de la sécheresse. Comme l'indice de sévérité de sécheresse Palmer (PDSI), le SPEI considère l'effet de l'évapotranspiration de référence sur la sévérité

de la sécheresse, mais la nature multi-scalaire du SPEI permet d'identifier différents types de sécheresse et impacts de sécheresse sur divers systèmes (Beguería et al., 2014). Ainsi, le SPEI a la sensibilité du PDSI dans la mesure de la demande d'évapotranspiration (causée par les fluctuations et les tendances des variables climatiques autres que les précipitations), est simple à calculer et multi-scalaire, comme l'indice de précipitation standardisé. Étant donné l'absence de longues séries météorologiques homogènes dans la région, les données quadrillées du CDD provenant de l'ensemble de données ECA & D (http://www.ecad.eu/indicesextremes) et les données SPEI de la base de données Global SPEI (http://spei.csic.es /database.html) sont impliquées dans l'analyse des risques. La distribution temporelle des jours secs consécutifs est comparée aux types de circulation introduits par Niedzwiedz et adaptés à la région (Niedźwiedź et al., 2009).

La perspective historique des archives austro-hongroises a également été impliquée dans l'analyse d'un siècle de sécheresse et dans l'adaptation et la détection des tendances et des périodes de retour du phénomène ainsi que la représentation *in situ* de deux stations de l'avant-pays de Lviv et de Kolomyia. Ce dernier est impliqué dans l'analyse de la variabilité centennale de deux périodes, 1882-1911 et 1982-2011.

Résultats

2.1. Variabilité de l'indice des jours secs consécutifs

La somme totale des jours secs consécutifs est de 15 à 16 jours dans les Carpates de l'Est, tandis que la somme de 17 à 25 jours se produit dans 10 à 20% des cas. Au début du XXIe siècle, la période distincte moyenne des jours secs consécutifs est devenue semblable à celle des régions steppiques de l'Ukraine (12-16 jours consécutifs) (Kravchuk, 2017). La variabilité centennale de l'indice des jours secs consécutifs indique une quantité totale de jours secs consécutifs instable dans une année. Il varie significativement d'année en année en congruence avec les types de circulation dominants. Une augmentation générale de la réapparition des jours secs consécutifs au cours des cinquante dernières années est observée dans les conditions d'un flux zonal réduit, avec une augmentation de la fréquence moyenne de blocage en Europe de l'Est. En particulier, les types de circulation anticyclonique représentaient 56,7% des types de temps en 1982-2011, comparativement à 49,8% en 1882-2011. Les mois de printemps et d'automne ont tendance à être les mois marqués d'une apparition accrue de types d'anticyclones.

Les jours consécutifs sans précipitations dans les années séparées ne coïncident pas avec la somme totale des jours secs. En conséquence, les jours secs consécutifs sont plus appropriés puisqu'ils sont en somme témoins de périodes sans précipitation de durée différente. Au tournant du XIXe siècle ; la probabilité des jours secs consécutifs de 10-20

jours est détectée dans 97% de toutes ces années (1882-1911). Des jours secs de 31 à 40 jours étaient possibles dans 50% des cas, et des jours secs consécutifs de 41 à 50 jours dans 23,3% (7 ans contre 30) (Figure 1). Les jours secs consécutifs sont détectés au cours des quatre saisons de l'année. La plus grande valeur des jours secs consécutifs au début du XXIème siècle est de 71 jours, alors qu'à la fin du XIXème siècle elle atteignait 165 jours à Tchernivtsi. Ceci a été observé pendant la saison froide de 1881-1882, alors que les périodes de jours secs consécutifs actuelles sont plus longues pendant la période chaude de l'année. Cette particularité confirme le type de risque de sécheresse induit par le réchauffement climatique dans les décennies à venir et l'importance du SPEI pour sa détection.

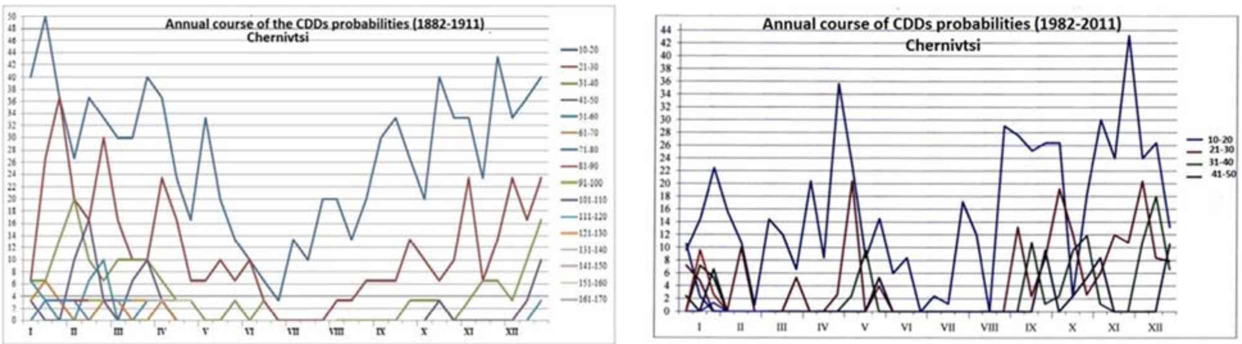


***Figure 1 :** Cours annuel des probabilités CDD (1882-1911 - à gauche, 1982-2011 - à droite).*

Des changements dans les manifestations saisonnières de la sécheresse sont aussi détectés au cours du centenaire. La sécheresse qui augmente en automne et se réduit au printemps avec un minimum en été est caractéristique de la fin du XIXème et du début du XXème siècle. Les pics des conditions de séchage sont représentés par des maximums distincts séparés par des périodes plus humides. En revanche, au début du XXIème siècle, on distingue 2 maximums distincts de sécheresses en avril-mai et octobre-novembre. La plus faible probabilité de sécheresse est encore observée en juin-juillet. Parallèlement, la tendance à l'augmentation des périodes sèches au cours des saisons hiver-printemps est détectée, ce qui est confirmé par les valeurs de 1, 3 et 6 mois du SPEI.

2.2. Distribution du SPEI

En plus de l'indice des jours secs consécutifs, SPEI permet de révéler le caractère de la sécheresse induit par le réchauffement en réponse aux caractéristiques locales de la topographie et de la surface. La caractéristique est intéressante pour la région où aucune tendance significative des précipitations, contrairement à celles de la température, n'est observée au cours des dernières décennies (Kynal, & Kholiavchuk, 2016). Un autre avantage important du SPEI est qu'il peut être calculé à différentes échelles de temps. Cela signifie qu'il est possible de révéler l'effet temporel des sécheresses.

Au cours des trois dernières décennies, les valeurs du SPEI 1, 3, 6 sont les plus faibles de la période chaude de l'année (-1,5 -2,5), égales ou même inférieures à celles des régions steppiques. Les valeurs négatives stables du SPEI sont détectées d'avril à septembre avec le pic en août (2015, 2017). Par rapport à la dernière norme climatologique (1961-1990), octobre devient un mois plus humide. En revanche, au cours de la dernière décennie, le mois de septembre est devenu plus sec, bien que la probabilité des jours secs consécutifs jusqu'à 2011 ait été plus élevée en octobre-novembre.

Malgré la fréquence plus élevée des jours secs consécutifs dans la saison froide dans la région, la distribution du temps SPEI indique la prévalence des valeurs positives au cours de la dernière décennie en hiver. En outre, comme il est révélé dans des études précédentes (Kynal & Kholiavchuk, 2016), 2016-2017 peuvent être les points des changements régionaux de circulations atmosphériques. Au total, les deux indices sont jugés utiles et compatibles pour détecter la variabilité des sécheresses et générer des suggestions sur l'exposition à la sécheresse dans les décennies à venir.

Conclusion

Les résultats indiquent les prédispositions saisonnières des conditions de séchage et les changements d'apparition précoce du phénomène pendant un mois en été et en automne au cours des 30 dernières années. Des conditions de séchage continuelles sont détectées à la fois au tournant des XXème et XXIème siècles. Les périodes sans précipitations s'avèrent être plus continues au cours des 30 dernières années. Les fluctuations de l'indice des jours consécutifs et du SPEI sont considérées comme compatibles. La variabilité des modèles de circulation s'avère être un outil supplémentaire pour la prédiction du risque de sécheresse. Les données historiques ont contribué à l'évaluation de la gravité et de la compréhension de la vulnérabilité et des mécanismes d'adaptation. Au total, les outils mis en œuvre permettent l'évaluation des risques de sécheresse dans des délais centennaux, multidécennaux et à court terme.

Références bibliographiques

Antofie, T., Naumann, G., Spinoni, J., and Vogt, J., 2015. Estimating the water needed to end the drought or reduce the drought severity in the Carpathian region, Hydrol. Earth Syst. Sci., 19, 177-193, https://doi.org/10.5194/hess-19-177-2015.

Beguería, S., Vicente-Serrano, S. M., Reig, F., Latorre, B., 2014. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited : parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. International Journal of Climatology 34 (10) : 3001-3023

Cook, E. R. et al. (2015). Old World megadroughts and pluvials during the Common Era. Science Advances, 1(10). https://doi.org/10.1126/sciadv.1500561

Dai, A., 2011. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008, J. Geophys. Res., 116, D12115, doi :10.1029/2010JD015541.

Kovats R.S. et al., 2014. Europe. In : Barros V.R. et al. (eds). Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Part B : Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY.USA, pp. 1267-1326.

Nastos, P.T., Zerefos, C.S., 2009. Spatial and temporal variability of consecutive dry and wet days in Greece. Atmospheric Research, 94 : 616–628.

Niedźwiedź, T., Twardosz, R., Walanus, A., 2009. Long-term variability of precipitation series in east Central Europe in relation to circulation patterns. Theoretical and Applied Climatology. doi : 10.1007/s00704-009-0122-0

Robock, A., Mu, M., K. Vinnikov, I. V. Trofimova, Adamenko T. I., 2005. Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine : No summer desiccation (yet), Geophys. Res. Lett., 32, L03401, doi :10.1029/2004GL021914.

Kholiavchuk, D., 2017. Fluctuations à court terme des périodes avec un nombre consécutif de jours secs dans le contexte de la variabilité centennale de l'avant pays des Carpates Orientales. Adaptation et résilience aux sécheresses : perspectives historiques en Europe et alentours. Livret des résumés. Université de Strasbourg, 1er et 2 juin 2017.

Kynal, O., Kholiavchuk, D., 2016. Climate variability in the mountain river valleys of the Ukrainian Carpathians, Quaternary International 415, http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.053.

Les désastres naturels au Brésil : risques et vulnérabilités - les risques hybrides

Mendonça F.

UFPR – Université Fédérale du Paraná/Dep. Geografia.
Centro Politécnico. 81531-970. Curitiba/PR. Brésil. chico@ufpr.br

Résumé. *Les risques naturels, en particulier les risques climatiques, sont devenus de plus en plus importants dans le monde entier, surtout en raison des impacts sociaux et économiques associés. L'association entre les phénomènes naturels extrêmes et leurs impacts permet de les considérer comme des risques hybrides. Au Brésil, où le type de climat tropical (Aw, mais aussi BSh et Cfa, entre autres) prédomine, les risques climatiques les plus importants sont : la sécheresse, les inondations, les tempêtes, la grêle et le gel. Ils sont répartis de manière différente sur le territoire national et sont associés à la dynamique climatique et à la vulnérabilité socio-économique du pays. Les populations les plus démunies sont les plus touchées par les catastrophes naturelles, en particulier dans les centres urbains du pays qui regroupent environ 85% de la population brésilienne.*

Mots-clés : Risques, risques climatiques, vulnérabilités, risques hybrides, Brésil.

Abstract. *The origins of natural risks, especially the climate risks, became each time more important all around the world nowadays notably because the social and economical related impacts. The association between extreme natural disasters and its impacts may consider them as a hybrid risks. In Brazil, where dominate the humid tropical climates (Notably Aw, but also BSh and Cfa, among others), the most important climate risks are :* droughts, floods, storms, hail and frost. *They are different distributed by national territory and they are associated to the climate dynamic and the socio-economic vulnerability of population. Poor people are the most impacted by natural disasters, notably in the cities that concentrate almost 85% of Brazilian population.*

Keywords : Risks, climate risks, vulnerabilities, hybrid risks, Brazil.

Introduction

Le Brésil est un pays de dimensions continentales qui s'étend à partir de l'équateur jusqu'au 34° parallèle sud. Cette configuration associée à la dynamique de l'atmosphère est caractérisée par un type prédominant de climat équatorial-tropical humide (type A selon la classification de Köppen). Seulement environ 10% du territoire brésilien a un climat de type semi-aride (type B - pluviométrie moyenne annuelle inférieure à 700 mm) dans la région Nord-Est, et 20% sous le domaine du type C (mésothermique, avec une moyenne thermique annuelle inférieure à 18°C) dans la région Sud du pays.

En raison de la tropicalité, les climats du Brésil sont fortement marqués par l'occurrence de phénomènes climato-météorologiques extrêmes – des catastrophes naturelles telles que les sécheresses, les inondations, les tempêtes, les excès thermiques et les gelées (BRASIL, 2013 ; MENDONÇA, 2014). Ces phénomènes climatiques extrêmes entraînent directement la formation de risques naturels, car ils ont un impact direct et indirect sur la société humaine et sur sa production économique. C'est à cet égard que les risques deviennent une construction sociale, car les événements climatiques extrêmes ne deviennent importants que dans cette perspective, puisqu'ils ont des impacts sur les sociétés humaines.

Cependant, les impacts des risques climatiques affectent la société différemment ; cette hétérogénéité est liée aux différentes caractéristiques économiques, politiques, culturelles, scolaires, etc. des sociétés, ce qui montre qu'il existe une vulnérabilité sociale face aux risques naturels.

Le Brésil présente une très forte concentration de revenus, où une partie importante de la population (environ 25%) vit dans la pauvreté et la misère, étant exposée en permanence aux risques climatiques. Du fait que 85% de la population brésilienne vit dans les villes, dont l'expansion (l'urbanisation) s'est déroulée sans un plan directeur des établissements humains pour leur garantir la sécurité, c'est précisément dans les villes que les risques climatiques ont le plus d'impacts.

Dans ce contexte, le terme risques naturels ne semble pas envisager la vulnérabilité environnementale et sociale des populations, c'est pourquoi l'utilisation du terme « risques hybrides » offre une conception plus ouverte du thème.

Ce texte montre une approche très généraliste des risques climatiques naturels sur le territoire brésilien. L'objectif principal est de fournir une image générale et synthétique de la relation entre les conditions climatiques, la vulnérabilité sociale et les impacts associés, mettant en évidence la formation de risques liés au climat au Brésil.

1. Méthodes et techniques

La construction de ce texte s'est appuyée sur une bibliographie spécifique sur le thème des catastrophes naturelles, des risques et de la vulnérabilité, liés au climat à la fois par rapport au cadre théorique-conceptuel et aux études de cas. La bibliographie consultée comprend des ouvrages de référence et des documents officiels sur les risques climatiques naturels au Brésil.

Les données collectées, toutes issues de sources officielles, ont déjà été traitées lors de multiples consultations et de diverses enquêtes. Ainsi, aucun traitement n'a été fait sur ces données, et elles n'ont été utilisés ici que pour illustrer le discours sur le thème de l'étude.

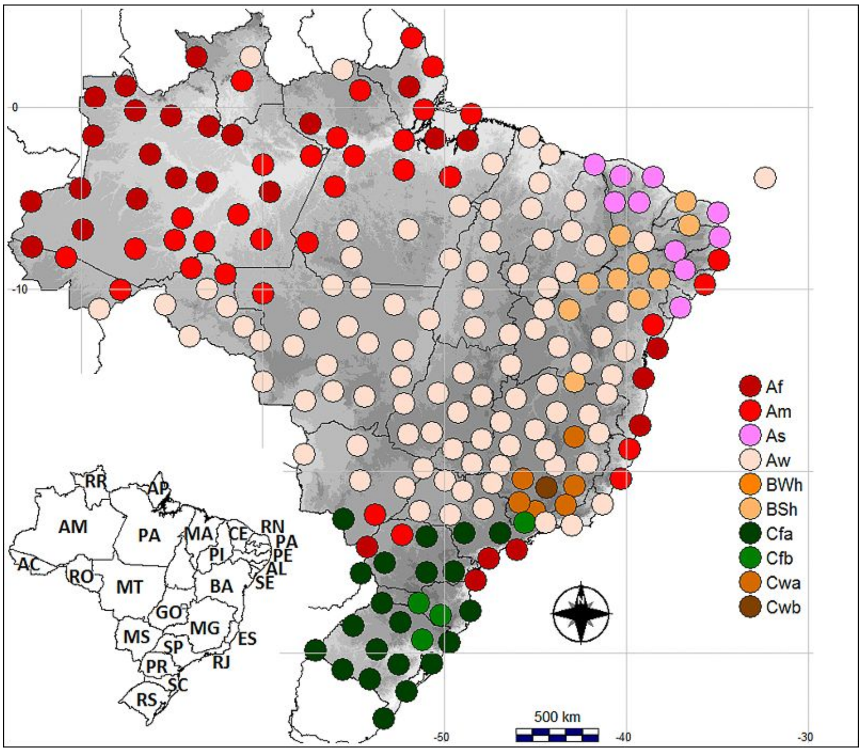
Le résultat présenté est un texte descriptif-analytique qui fournit un aperçu général de la relation entre les conditions climatiques / risques naturels, la vulnérabilité socio-économique et les impacts associés dans le contexte brésilien.

2. Résultats

Le territoire brésilien est distribué à l'intérieur de la zone intertropicale de la planète. Cet arrangement géographique, associé à un relief relativement modeste (maximum 3 000 mètres d'altitude), donne au pays la prédominance des climats chauds (types Af, Am, As, Aw, BWh et BSh) et, dans le sud, surtout au sud du tropique du Capricorne et en altitude, la présence de climats à températures plus basses ou mésothermiques (Cfa, Cfb, Cwa et Cwb) – Figue 1 (DUBREUIL et al., 2017).

Avec un très grand littoral (plus de 6000 km), les climats du Brésil sont fortement influencés par les masses d'air maritimes, qui donnent au pays la prédominance des climats humides ; en plus de l'effet maritime on distingue également le rôle de la plaine amazonienne étendue et humide, ce qui injecte une quantité d'humidité considérable dans l’atmosphère conduisant à la formation des climats chauds et humides dans le pays (Mendonça et Danni-Oliveira, 2007).

Outre les caractéristiques géographiques, la définition des types climatiques brésiliens résulte directement de l'action des masses d'air qui dynamisent les climats du pays. Les systèmes de masses d’air : MEa (Masse Equatoriale Atlantique), MEc (Masse Equatoriale Continentale), MTa (Masse Tropicale Atlantique), MTc (Masse Tropicale Continentale) et MPa (Masse Polaire Atlantique), les zones de convergence (ZCIT – Zone de Convergence Intertropicale et ZCAS – Zone de Convergence de l’Atlantique Sud) et de frontogenèse (FF - Front Froid et FC - Front Chaud), les Vagues d'Est en interaction avec les facteurs géographiques, représentent la genèse du climat du pays. À cela s’ajoute les phénomènes de téléconnexion tels que El Nino / La Nina, Oscillation Australe, etc. qui, même si elles sont quasi-épisodiques, influencent également la définition des types climatiques au Brésil (Mendonça et Danni-Oliveira, 2007).

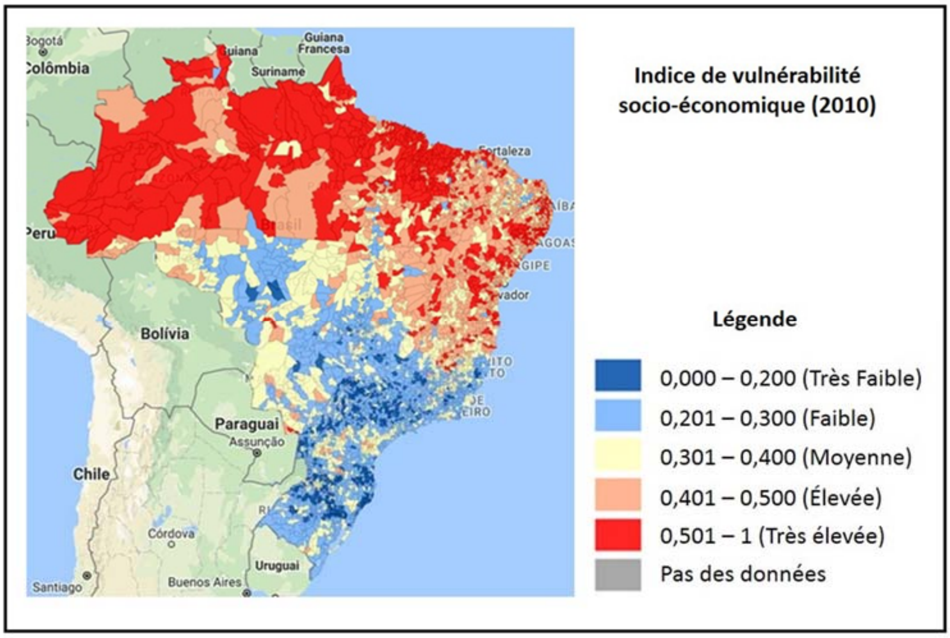


Obs. : À gauche en bas les États du Brésil et leurs acronymes.
Source : DUBREUIL et al, 2017.
***Figure 1 :** Brésil - Types de climats selon Köppen (moyennes 1961-2015).*

C'est l'association entre les facteurs géographiques, l'action des masses d'air et, souvent, la participation de phénomènes de téléconnexion, qui engendrent des phénomènes climatiques extrêmes, générateurs de risques naturels ou climatiques. Parmi ceux-ci, les suivants se distinguent dans le contexte brésilien : les déficits (sécheresses) ou les excès pluviaux (inondations), thermiques (vagues de froid, épisodes de gel) et barométriques (tempêtes, etc.). L'association entre deux ou plusieurs de ces éléments peut également être observée dans la genèse de risques climatiques naturels plus intenses (MENDONÇA, 2014).

Les sécheresses sont les risques climatiques les plus importants au Brésil, affectant notamment les régions Nord-Est et Centre-Sud du pays. Les impacts de ce phénomène se font sentir notamment sur la production agricole et énergétique, provoquant des problèmes sur l'économie et, indirectement, sur la population en général. C'est précisément dans la région la plus pauvre du pays, la région Nord-Est, que les impacts sont historiques et plus marqués, car c'est une région où prédomine une vulnérabilité socio-économique soit élevée ou très élevée (figures 2 et 3). Dans la zone la plus vulnérable (région du Nord) les sécheresses et les inondations ont moins d'impact que dans la Nord car elles sont très sporadiques, bien que les impacts sociaux et économiques y soient également très importants.

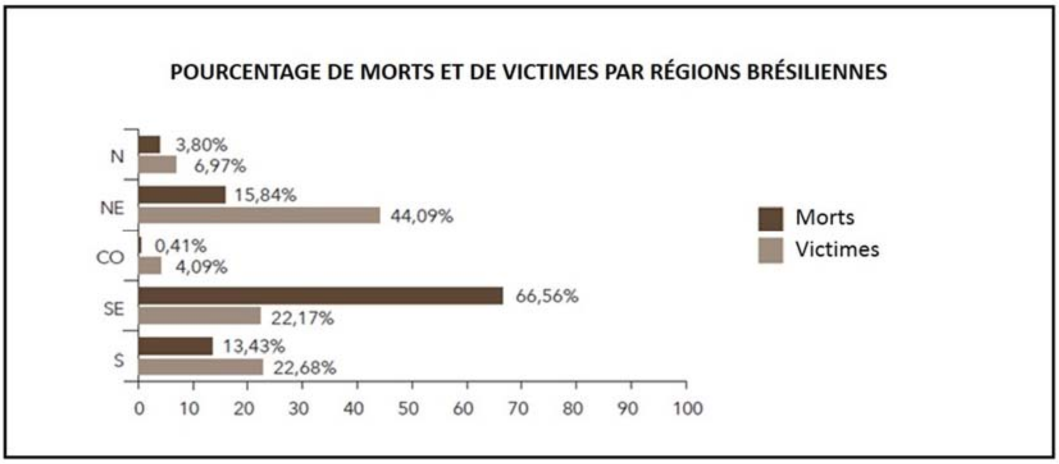
Les événements hydroclimatiques extrêmes positifs (inondations) sont enregistrés dans toutes les régions du Brésil, sauf dans la région du Nord-Est (climat régional BSh et BWH). Ce type de catastrophe naturelle touche à la fois l'agriculture comme les zones urbaines, et ses impacts sont très élevés quand il résulte de l'association entre les masses d'air humide (MTa MPa et Mec/MEm), les systèmes de mésoéchelle (ZCIT et ZCAS) et de macroéchelle (El Nino / La Nina, Vagues d'Est). Quand elles se produisent sur les zones urbaines les précipitations concentrées associées donnent souvent des inondations et des mouvements de masse qui provoquent de nombreuses pertes de vies humaines et économiques, toujours présentes le long de l'histoire urbaine de la partie est du Brésil. Le problème provient de l'urbanisation chaotique qui s'est produite sur les pentes abruptes dans les zones dominées par un climat tropical humide à super-humide avec des pluies concentrées en été.



Source : IPEA, 2017.

Figure 2 : *Brésil : Indice de vulnérabilité socio-économique (2010).*

Les villes les plus touchées par les inondations sont celles situées dans l'est et le nord-est du pays, les grandes villes présentant les impacts économiques et humains les plus importants. Bien que la vulnérabilité socio-économique montre pratiquement deux Brésils (Figure 2), les risques et les impacts des inondations urbaines ne révèlent pas beaucoup de différence entre les deux parties du pays ; ceci est dû au fait que la pauvreté urbaine est assez élevée dans toutes les villes brésiliennes, ce qui montre une grande vulnérabilité de la population aux impacts des risques climatiques. Cependant, le nombre de décès résultant des inondations urbaines est beaucoup plus élevé dans le sud-est car cette région a un plus grand contingent de population urbaine du pays (par exemple : São Paulo, Rio de Janeiro, Belo Horizonte) - Figure 3.

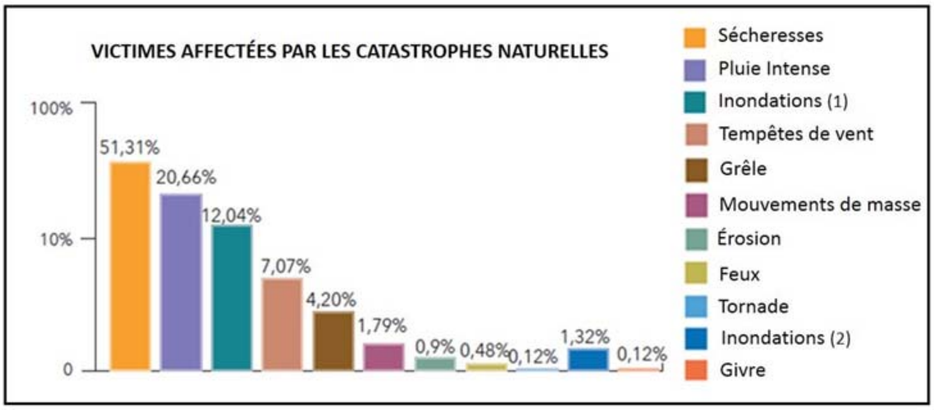


Source : BRASIL, 2013
Figure 3 : *Brésil - Morts et victimes par des catastrophes naturelles par région.*

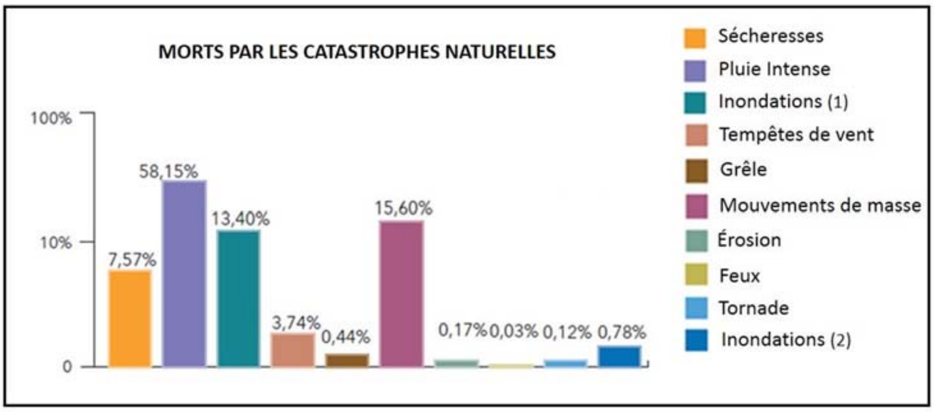
Les vagues de froid et le gel sont particulièrement caractéristiques de la partie centre-sud du Brésil où la performance des systèmes polaires est assez importante. Sous l'action de La Nina, qui intensifie l'entrée d'air froid dans les climats du Brésil, on assiste à une réduction significative de la température (proche ou inférieure à 0°C) ce qui a des impacts négatifs sur l'agriculture et la vie humaine. Les vents forts prévalent en hiver, de même que les gelées, également associées au système polaire, ont eux aussi des effets négatifs dans cette partie du pays.

Les tempêtes et les vents violents se produisent dans tout le pays, mais c'est dans le Sud-Est et le Sud qu'ils sont les plus intenses et percutants. C'est dans cette partie du territoire que la rencontre entre les masses d'air de différentes températures (tropicales et polaires) est le plus expressif, d'où une forte variation barométrique et une grande vitesse des vents, souvent accompagnés de précipitations. Les impacts des tempêtes de vent et des vents violents affectent grandement les infrastructures urbaines et industrielles ; dans les établissements humains ils causent des dommages considérables et des pertes de vie dans la population la plus pauvre.

En analysant la relation entre les types de catastrophes et leurs impacts au Brésil, il a été observé que ce sont les sécheresses qui causent le plus grand nombre de victimes ; cependant, ce sont les événements hydrométéorologiques positifs (inondations et autres liés aux excès hydriques) qui sont les plus meurtriers (figure 4), suivi par les vents violents et la grêle. Le nombre de décès résultant de catastrophes hydrométéorologiques positives, y compris les glissements de terrain (risques climatiques indirects), sont celles qui ont le plus d'impacts parmi les catastrophes naturelles dans le pays (figure 5). La grande majorité des victimes vivent dans des zones urbaines et dans des conditions de vulnérabilité socio-économique très élevée.



Source : Brasil, 2013.
***Figura 4 :** Brésil – Victimes affectées par les catastrophes naturelles.*



Source : Brasil, 2013.
Figure 5. Brésil - Mortalité par type de catastrophes naturelles.

Conclusions

Le Brésil est un vaste pays dans lequel prédomine le type de climat tropical humide. La dynamique des masses d'air en interaction avec les facteurs climatiques géographiques et les phénomènes de méso-macro échelles favorisent l'occurrence des phénomènes météorologiques extrêmes dans le pays. En outre, dans le contexte des événements hydrométéorologiques (négatifs et positifs), thermique (chaleur et froid) et barométrique (tempêtes et vents violents), qui donnent lieu à des risques naturels/climatiques ici conçus comme des risques hybrides en raison de leurs impacts sur la société.

Doté d'une hétérogénéité sociale et économique complexe le Brésil présente une nette division entre les régions de haute à très haute vulnérabilité socio-économique (du Nord et du Nord-Est) ainsi que d'autres à moyenne et faible vulnérabilités (Centre-Ouest, Sud-Est et du Sud). En raison de cette condition, les risques de catastrophes ont des impacts différents sur la société brésilienne, et la population pauvre et urbaine est celle qui subit

les impacts les plus graves, en particulier en ce qui concerne les inondations et les glissements de terrain. Les impacts de la sécheresse sont principalement ressentis dans l'agriculture et la production d'hydroélectricité.

La connaissance détaillée de la géographie des catastrophes naturelles climatiques au Brésil, dont la formation des risques et des impacts constitue une menace constante pour la société, constitue un défi majeur en climatologie. L'avancement de ces études peut contribuer à la gestion des risques et à la réduction des pertes humaines et des pertes économiques dans le pays.

Références bibliographiques

BRASIL. Ministério da Integração Nacional. Secretaria Nacional de Defesa Civil. 2013. **Banco de dados e registros de desastres** : sistema integrado de informações sobre desastres - S2ID. 2013. Disponível em : <http://s2id. integracao.gov.br/>. Accedé le 11 janvier 2017.

DUBREUIL, V. ; FANTE, K. P. ; PLANCHON, O. ; SANTANNA NETO, J.L.S. 2017. Les types de climats annuels au Brésil : une application de la classification de Köppen de 1961 à 2015. ***EchoGéo*** [Online], 41 | juillet-septembre.

IPEA – Instituto de Pesquisa Economica Aplicada. 2017. **Atlas da Vulnerabilidade social nos municípios e regiões brasileiras**. http://ivs.ipea.gov.br/index.php/pt/mapa, accedé le 04/Jan/2017.

MENDONÇA, F. 2014. **Riscos climáticos**. São Paulo : Pacco Editorial.

MENDONÇA, F. e DANNI-OLIVEIRA, I. 2007. **Climatologia – Noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo : Oficina de Textos.

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina/CEPED – Centro Universitário de Estudos e Pesquisa em Desastres. 2013. **Atlas Brasileiro de Desastres Naturais –** 1991-2012.

Variabilité et extrêmes pluviométriques dans une région vulnérable de l'Afrique : le Sahel Ouest-africain

Nouaceur Z. **[1]*****, Murărescu O.*** **[2]**

[1] *UMR CNRS 6266 IDEES, University de Rouen Normandie, (France) [zeineddine.nouaceur@univ-rouen.fr]*
[2] *« Valahia » University, Department de Géographie, Târgovişte, (Roumanie) [ovidiu_murarescu@yahoo.com]*

Résumé - *L'analyse de la variabilité pluviométrique s'appuie sur l'utilisation de la méthode graphique chronologique de traitement de l'information (MGCTI) de type « Matrice Bertin ». Cette étude montre un retour des pluies observé ces dernières années sur toute l'Afrique sahélienne coïncidant avec une hausse remarquable des inondations urbaines. L'accélération du cycle hydrologique sous l'effet du réchauffement climatique est l'une des causes premières de cette nouvelle tendance. L'étude des extrêmes pluviométriques confirme la relation avec les températures de surface des océans, l'Oscillation Nord Atlantique.*

Mots clés : Variabilité, Pluie, Sahel, Inondation, Changement climatique.

Abstract - Variability and pluviometric extremes in a vulnerable area of Africa : the western-african Sahel. *The analysis of the rainfall variability is based on the use of the "Bertin Matrix" time-series graphic processing method (MGCTI). This study shows a return of the rains of the years on all Sahelian Africa coinciding with a remarkable increase of the urban floods. The acceleration of the hydrological cycle under the effect of global warming is one of the main causes of this new trend. The study of extreme rainfall confirms the relationship with ocean surface temperatures and the North Atlantic Oscillation.*

Keywords : Variability, Rain, Sahel, Flood, Climate change.

Introduction

Les résultats de différentes études portant sur l'évolution des précipitations montrent que le changement climatique s'est traduit par une intensification des précipitations et une récurrence des évènements extrêmes (Westra et al, 2014 ; Donat et al, 2016). A l'échelle de toute la région sahélienne, un changement important est intervenu au milieu des années quatre - vingt - dix (alternance brutale d'années sèches et humides) autorisant même certains chercheurs à employer le terme « greening » (Olsson et al., 2008). D'autres études ont démontré une augmentation de l'intensité des régimes pluviométriques (Panthou et al 2014 ; Taylor et al, 2017). Ces derniers auteurs ont mis en évidence une hausse spectacu-

laire de la fréquence des tempêtes extrêmes au Sahel (système convectif de Méso-échelle ; aussi, le système convectif de Méso- échelle - MCS - peut être défini comme étant un système nuageux apparaissant en association avec des orages produisant une zone continue de précipitations d'extension horizontale de l'ordre de 100 km ou plus dans au moins une direction (Fiolleau, 2011) en relation avec les changements climatiques actuels grâce à une analyse de données satellitaires couvrant la période 1982 – 2016. Ces résultats montrent une augmentation des fréquences d'observation de 3 à 4 plus importantes avant la période d'étude avec une estimation de 80 tempêtes aujourd'hui sur les 4 mois de mousson contre 20 à 30 auparavant. Parallèlement à ce constat, on assiste depuis le début des années deux mille à une hausse spectaculaire des inondations touchant toute l'Afrique de l'Ouest. De l'année 2005 à l'année 2012, on recense ainsi 731 décès (Em-Dat - http://www.emdat.be) provoqués par ces phénomènes dans les six pays sahéliens. Durant cette dernière année, le fleuve Niger a atteint un record jamais égalé à Niamey et Locoja (Sighomnou1 D. et al, 2012). En 2016, la menace est encore présente puisque l'autorité du fleuve a enregistré un niveau record jamais atteint depuis 1957, sur un affluent de ce fleuve. En septembre 2017, le scénario se renouvelle encore une fois en Afrique de l'Ouest, mais il est beaucoup plus tragique cette fois-ci, les pluies diluviennes qui se sont abattues sur le Niger durant l'hivernage on fait 44 morts et plus de 700 000 sinistrés. Le bilan humain est très lourd aussi en dehors de la zone sahélienne puisqu'on compte 915 morts (Em-Dat - http://www.emdat.be) au Sierra Leone, suite d'importants éboulements et glissements de terrain provoqués par des pluies intenses et les pires inondations qu'a connues la capitale Freetown.

1. Données et méthodes

Cette étude a été réalisée sur 27 stations climatiques sahéliennes de trois pays (Burkina Faso, Mauritanie et Sénégal) (figure 1). Le Sahel est reconnu comme une frange de liaison entre une zone sahélo-soudanienne assez arrosée et les rigueurs climatiques du Sahara, il couvre une bande latitudinale comprise entre 12° N et 20° N. D'ouest en « est » du continent africain, il concerne 12 pays. En Afrique de l'Ouest, 6 pays (Sénégal, Mauritanie, Mali, Niger, Burkina Faso et Tchad) appartiennent à cette région. Le climat sahélien est caractérisé par une longue saison sèche et un hivernage (saison des pluies) qui commence en juin et se termine en septembre-octobre. Cette dernière saison est associée au processus de transfert de l'humidité océanique en direction du continent (la mousson ouest-africaine).

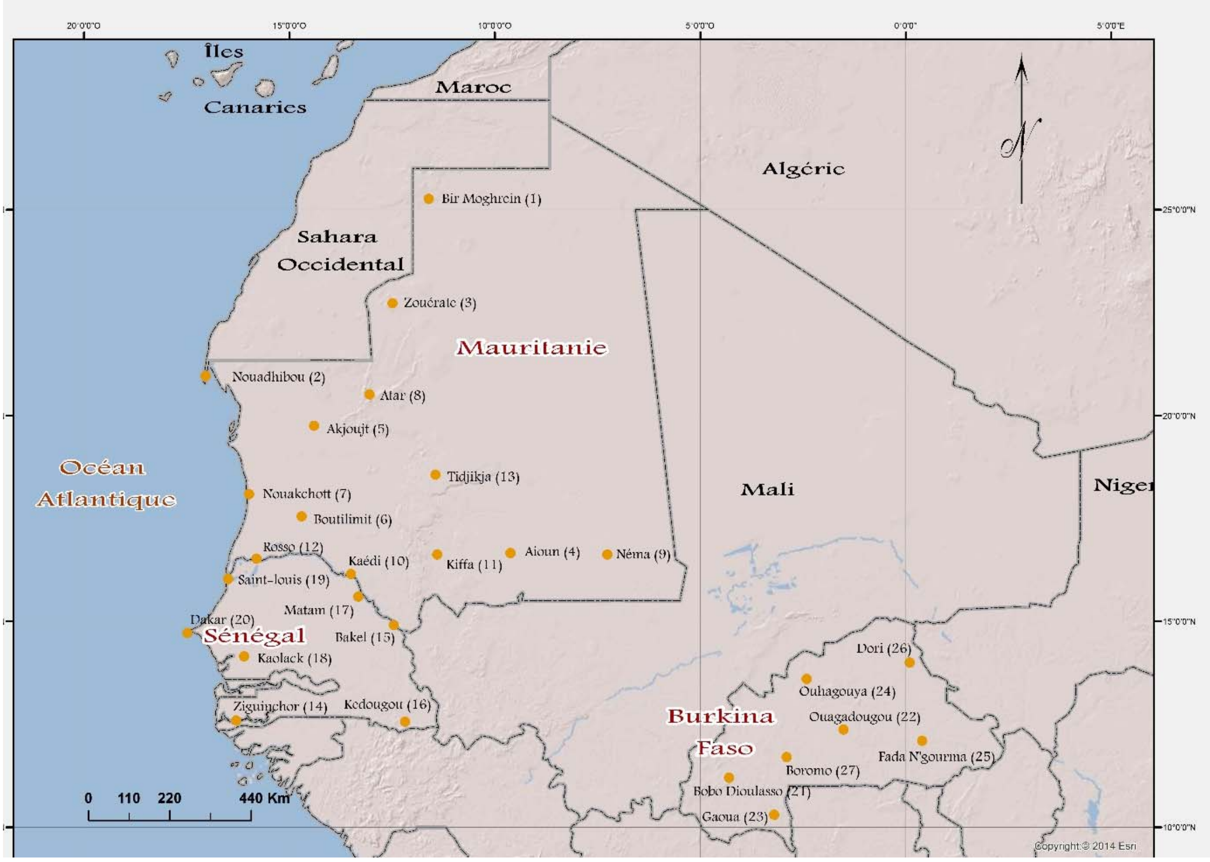


Figure 1 : Localisation des 20 stations météorologiques. Le numéro entre parenthèses renvoie à la position de la station dans la Matrice (MGCTI) de type « Matrice Bertin » - figure 2

La méthode utilisée sera la méthode graphique chronologique de traitement de l'information (MGCTI) de type « Matrice Bertin » appliquée aux données de précipitations ; cette méthode permet d'analyser dans un premier temps la répartition spatio-temporelle puis de déterminer dans un deuxième temps les dates de changements de cycle, s'il y a des cyclicités manifestes grâce à l'analyse régionale. Cette méthode est dotée de deux étapes, la première consiste à classer les cumuls pluviométriques par rapport aux valeurs quintiles. La deuxième étape est consacrée au réordonnancement des colonnes et au calcul de l'indice régional.

***Tableau 1.** Distribution et qualification des cumuls pluviométriques annuels selon les quintiles.*

Seuils	Q1	Q2	Médiane	Q3	Q4
Distribution des valeurs (en %)	0 - Q1 (0-20 %)	Q1 - Q2 (20-40 %)	Q2 à Médiane (40-50 %) Médiane à Q3 (50-60 %)	Q3 - Q4 (60-80 %)	> Q4 (80-100 %)
Cumuls pluviométriques annuels	Très sèches	Sèches	Normales	Humides	Très humides
Tendance à la station					
Tendance régionale			Non exprimée		

2. Résultats

Les résultats des traitements statistiques et graphiques de la pluviométrie montrent une évolution marquée par différents cycles pluviométriques structurés en trois grandes périodes (figure 2).

La période dite de « vache grasse » (1947-1969) :

– C'est une période qualifiée d'humide qui est visible sur la matrice des trois pays entre 1947 et 1969. Cette phase de près d'un quart de siècle est qualifiée d'humide. Elle est connue au Sahel sous le nom de période de « vaches grasses » par allusion à la disponibilité des pâturages pour les éleveurs de la région. Le nombre d'années déficitaires selon l'indice régional est très faible. On compte trois années déficitaires pour le Sénégal (1948, 1959 et 1964). Pour la Mauritanie, ce sont les années 1953, 1959, 1960 et 1969 qui présentent un indice régional négatif. Enfin, pour le Burkina Faso, seules deux années enregistrent un indice déficitaire (1974 avec -0,96 et 1959 avec -0,16).

La période de sécheresse sahélienne (1970-1989 pour la Mauritanie, 1970 – 1990 pour le Burkina Faso et 1970-1998 pour le Sénégal)

Cette période est marquée par une sécheresse sévère qui a touché toute la région sahélienne :

– Pour la Mauritanie, la succession des années sèches est ininterrompue entre 1970 et 1985 avec un caractère de sévérité extrême pour les années 1971, 1972, 1973, 1977, 1982 et 1983. Durant ces années l'indice régional a dépassé - 1,5.

– Pour le Burkina Faso, cette longue période est marquée par une succession d'années déficitaire durant deux décennies (sauf pour l'année 1974 [+ 0,96] et 1976 [+ 0,16]). La sécheresse a été sévère durant les années 1982, 1983, 1987 et 1997 ou les indices régionaux enregistrés ont atteint respectivement - 2,08, - 1,92, - 1,44, - 1,44.

– Pour le Sénégal, la période de sécheresse est plus longue et s'étend sur 29 ans (1970-1998). Durant ce cycle, quatre années enregistrent un indice positif 1975, 1978, 1981 et 1985 avec respectivement + 0,82, + 0,41, + 0,61 et + 0,20. Les années de déficit sévère avec un indice de -1,84, sont 1972, 1977, 1982 et 1983. L'année 1992 est marquée par le plus fort indice de sécheresse enregistré durant cette période (-2,04).

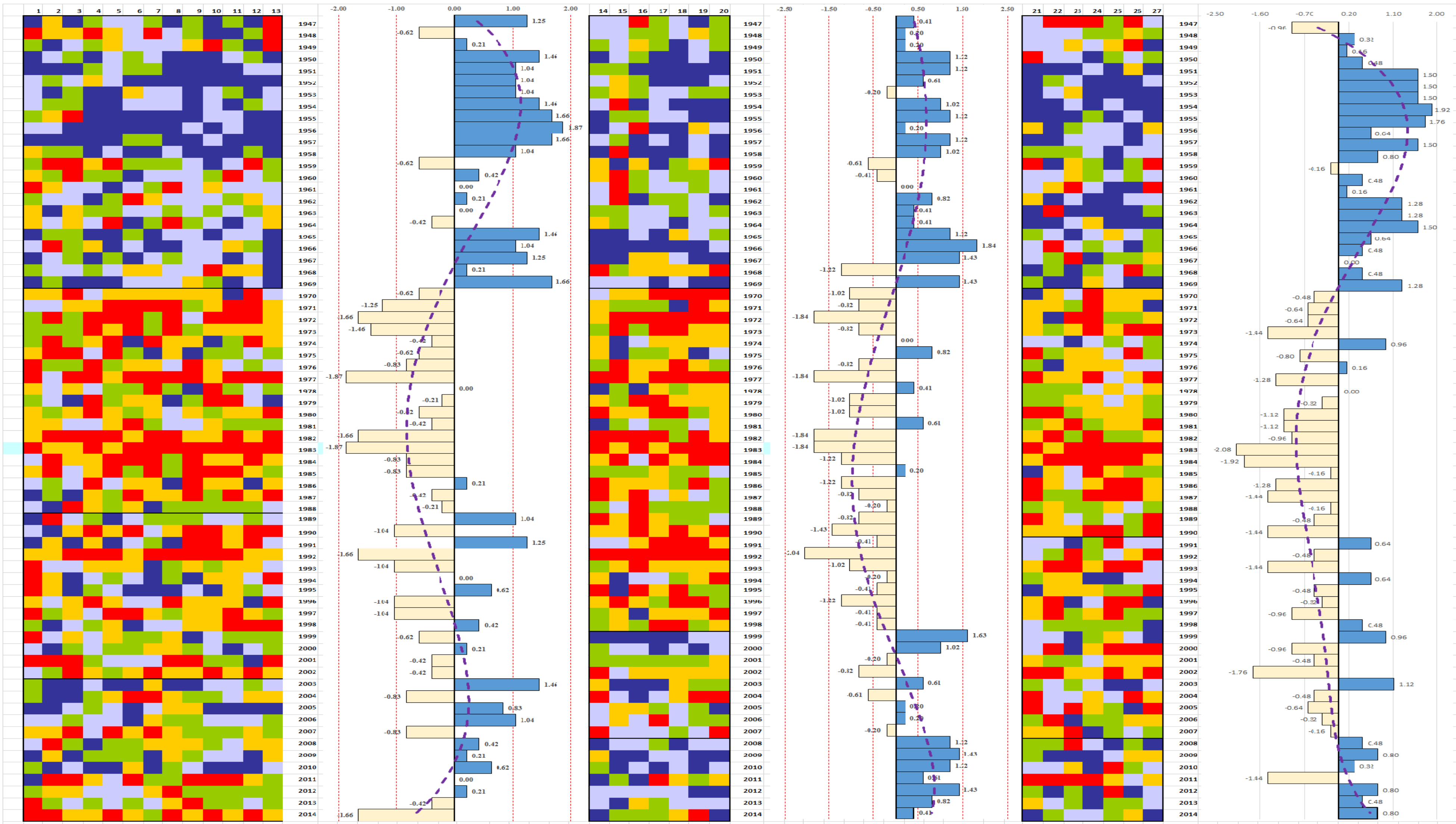


***Figure 2 :** Matrice graphique chronologique de traitement de l'information [MGCTI] appliquée aux pluies enregistrées en Afrique de l'ouest [1948 -2014].*

Pour identifier les stations [1 à 27], il faut utiliser la carte de la figure 1

Le retour des pluies dans la région s'effectue selon deux phases :

Une première période marquée par forte variabilité interannuelle est l'émergence d'années excédentaires (à indice régional positif). Pour la Mauritanie, la période (1989 - 2002) est marquée par une importante variabilité. Les cycles montrent que les années humides (à indice régional positif) succèdent généralement à deux ou à une année sèche (avec un indice négatif). C'est le cas par exemple entre l'année 1991 (indice + 1,25) et l'année 1992 (indice -1.66). Pour le Sénégal, le premier cycle est situé entre 1999 et 2007. Durant cette période, on note cinq années humides et quatre années sèches. L'autre particularité de cette phase est l'existence d'une faible variabilité annuelle (succession d'années à indices positifs et négatifs). C'est le cas par exemple des années 1999 (indice +1.63) et l'année 2000 (indice + 1,02) et des années 2001 et 2002 (respectivement - 0,20 et - 0,82). Pour le Burkina Faso, cette période (1991 – 2007) qui est organisée selon un cycle de deux à trois années sèches séparées par une année à deux humides reste globalement sèche (avec un nombre d'années ayant un indice régional négatif majoritaire). Elle est ponctuée d'années humides (avec un indice régional positif) comme les années 1991 (+ 0,64), 1994 (+ 0,64), 1998 (+0,48) et enfin 1999 (+ 1,12).

La deuxième période se caractérise par une plus grande prépondérance des années humides. La Matrice graphique montre que ce cycle commence un peu plus tôt en Mauritanie (2003) et qu'il est marquée par forte variabilité interannuelle. Au Sénégal et au Burkina Faso, il est moins contrastée et débute en 2008. Cette deuxième période est située entre 2003 et 2014 en Mauritanie. Le nombre d'années humides (à indice régional positif) est plus important (on compte ainsi huit années humides contre quatre années sèches). La variabilité annuelle est moins marquée puisque la succession des années humides est plus continue dans le temps (exemple, entre 2008 et 2012 l'indice régional est resté positif). Au Sénégal et au Burkina Faso, cette deuxième période est plus homogène, elle témoigne d'un changement de cycle clairement établi. Les années avec un indice régional positif se succèdent durant sept années pour le premier pays (de 2008 à 2014) et ne sont interrompues pour le second pays qu'une seule fois en 2011 (-1,44).

Discussion

L'analyse de la tendance pluviométrique montre qu'après la longue sécheresse sahélienne, les pluies sont de retour sur cette partie de l'Afrique de l'Ouest. On note cependant que la succession des années humides est plus continue pour le Sénégal et la Mauritanie. Ce nouveau cycle pourrait être expliqué par une augmentation de la température de surface de l'océan Atlantique sous l'effet de la hausse température de l'atmosphère. Le résultat de la recherche de liaison entre la TNA (Monthly Tropical North

Atlantic), l'Oscillation Nord Atlantique (moyenne de l'indice NAO pour décembre, janvier, février et mars) et la pluie annuelle (figure 3) montre une relation peu probante pour les premières années de la série. Elle est cependant, plus évidente pour la période de sécheresse (1969-1997). Durant cette dernière phase, les indices positifs qui indiquent une plus grande prépondérance des années sèches sont en phase avec un indice NAO (+) et une TNA (-). Avec l'affaiblissement de l'indice NAO et le renforcement de l'indice TNA, un retour à la normale est constaté entre 1998 et 2004. À partir de cette dernière date, l'indice positif des pluies indique une nouvelle phase humide qui caractérise la région étudiée (on note dans le même temps, la relation inverse avec la courbe des années sèches). Pour cette dernière période, l'indice NAO devient négatif tandis qu'on note un renforcement de l'indice positif de la température de surface de l'océan Atlantique Nord (TNA). Ainsi cette relation qui a été abordée dans de nombreuses études dont (Rodríguez-Fonseca, 2015) provient de l'interaction entre les basses couches atmosphériques et la surface de l'océan Atlantique tropical. Elle est exprimée par une source importante de vapeur d'eau advectée depuis le golfe de Guinée et qui peut potentiellement alimenter le cycle des pluies et la mousson ouest-africaine.

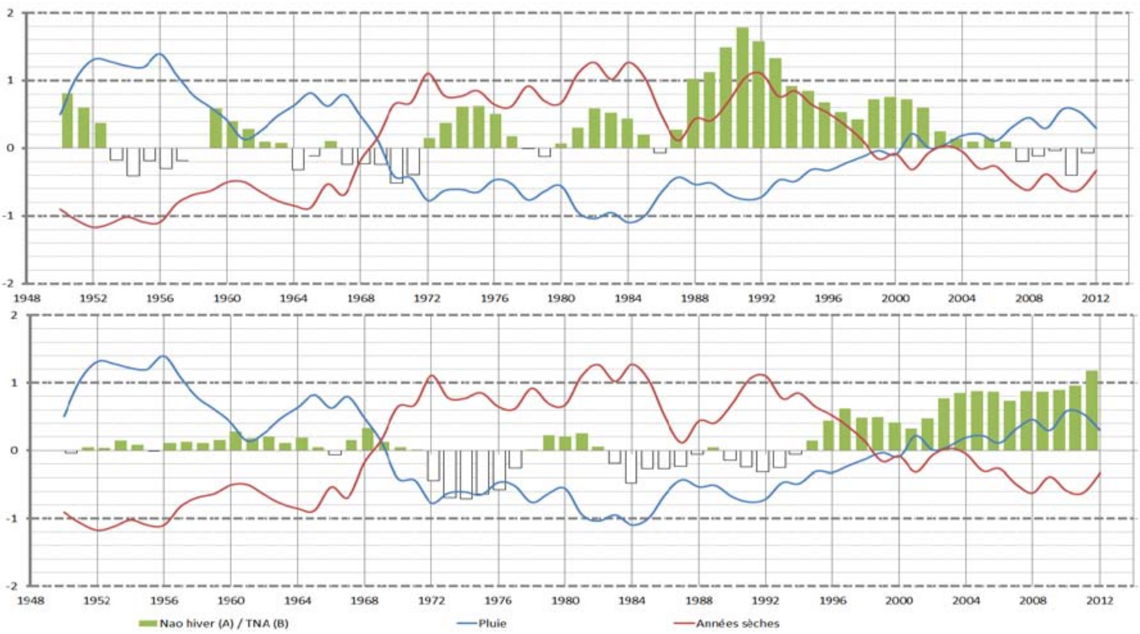


Figure 3 *: Variabilité des pluies annuelles (moyenne des 27 postes climatiques), des années de sécheresse (% d'années sèches pour l'ensemble des stations) de la NAO et de la TNA*

Références bibliographiques

Donat, M. G., Lowry, A. L., Alexander, L. V., O'Gorman, P. A. & Maher, N. 2016 : More extreme precipitation in the world's dry and wet regions. *Nat. Clim. Chang*. 6, 508–513.

Fiolleau T. 2011 : *Cycle de vie des systèmes convectifs de mousson dans les régions tropicales : préparation à la mission Megha-Tropiques*, Thèse préparée au Laboratoire de Météorologie Dynamique, École Polytechnique, 211 pages.

Olsson, L., Mryka, H. 2008 : Greening of the Sahel. The Encyclopedia of Earth. [Online] Available : http://www.eoearth.org/article/Greening_of_the_Sahel (September 18, 2011).

Panthou, G., Vischel, T. & Lebel, T. 2014 : Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *Int. J. Climatol*. 34, 3998–4006.

Sighomnou1 D., Tanimoun B., Alio A., Zomodo L., Ilia A., Olomoda I., Coulibaly B. 2012 : Crue exceptionnelle et inondations au cours des mois d'août et septembre 2012 dans le Niger moyen inférieur,
http://www.hydrosciences.fr/sierem/produits/biblio/Crue%20exceptionnelle%20du%20Niger%20en%202012%20_%20Version%20Nov.2012.pdf.

Taylor C. M., Belušić D., Guichard F., Parker D. J., Vischel T., Bock O., Harris Phil P., Janicot S., Klein C., Panthou G. 2017 : Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations, *Nature 544*, 475–478 (27 April 2017), doi :10.1038/nature22069.

Westra, S. & al. 2014 : Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Rev. Geophys.* 52, 522–555.

http://www.emdat.be.

L’apport des analyses dendrogéomorphologiques au zonage des aléas avalanche de neige dans les Monts Parâng (Roumanie) et les Monts Pirin (Bulgarie)

***Pop O.T.* [(1)], *Mesesan F.* [(1)], *Gavrila I.G.* [(1)], *Holobaca I.* [(1)], *Decaulne A.* [(2)], *Baltakova A.* [(3)], *Bozhkov P.* [(3)], *Stoyanova S.* [(3)], *Krenchev D.* [(3)], *Kenderova R.* [(3)]**

[(1)] Université Babeş-Bolyai, Faculté de Géographie, Laboratoire de Dendrochronologie, Cluj-Napoca, Roumanie
[(2)] Laboratoire LETG - Géolittomer (UMR 6554 CNRS), Nantes, France
[(3)] Université „St. Kliment Ohridski", Faculté de Géologie et Géographie, Sofia, Bulgarie
contact : Olimpiu Traian Pop olimpiu.pop@ubbcluj.ro

Résumé. *Dans cette étude, des méthodes dendrogéomorphologiques ont été utilisées dans le but de reconstituer la fréquence des avalanches de neige, ainsi que l’emprise spatiale de chaque évènement à l’intérieur des couloirs d’avalanches dans les Monts Parâng (Roumanie et les Monts Pirin (Bulgarie). Les données concernant la fréquence et emprise spatiale des évènements ainsi reconstituées, une fois intégrées dans le SIG contribueront à l’analyse et le zonage de l’aléa avalanche de neige dans les zones d’étude.*

Mots-clés : avalanches de neige, dendrogéomorphologie, Monts Parâng (Roumanie), Monts Pirin (Bulgarie).

Abstract. *In this study, the dendrogeomorphic methods have been used in order to reconstruct the snow-avalanche frequency and the spatial extent of past events within the avalanche pats from Parâng Mountains (Romania) and Pirin Mountains (Bulgaria). The results will further contribute to the avalanche hazard zonation within the study areas.*

Keywords : snow avalanches, dendrogeomorphology, Parâng Mountains (Romania), Pirin Mountains (Bulgaria).

Les hautes montagnes représentent un espace de manifestation privilégiée des processus géomorphologiques, tels que les avalanches rocheuses, les coulées de débris, les glissements de terrain profonds, les chutes de blocs ou les avalanches de neige. L’activité de ces processus perturbe tant des écosystèmes de montagne, mais aussi causent des dégâts matériels considérables sur des infrastructures de communication ou perturbent les activités anthropiques, y compris les activités touristiques et l’infrastructure afférente. Dans une optique de gestion et valorisation durable des éléments du patrimoine naturel et anthropique, la question de la sécurité des touristes, des résidents qui y déroulent des activités diverses est, ou devrait être prioritaire pour les gestionnaires.

Afin d’éviter/minimiser les impacts destructifs que les processus géomorphologiques récurrents peuvent avoir en montagne, des cartes de zonage de aléas géomorphologique sont réalisées et représentent un outil indispensable pour les gestionnaires de ces espaces.

Cependant, le zonage des aléas basé uniquement sur les archives historiques, celles-ci le plus souvent incomplètes ou même inexistantes, minimise les espaces affectés par les aléas géomorphologiques. Pour une reconstitution précise de la fréquence des processus géomorphologiques et de l'extension spatiale des évènements du passé, composantes de base de l'analyse des aléas, les approches dendrogéomorphologiques offrent de très bons résultats et impliquent des coûts financiers réduits.

Les méthodes dendrogéomorphologiques sont basées principalement sur l'analyse des cernes des arbres qui contiennent des anomalies de croissance associés à l'impact mécanique que les arbres subissent durant l'activité des processus géomorphologiques. Dans les sites d'investigation, la position spatiale des arbres perturbés et l'année de l'évènement enregistrée dans la structure anatomique des cernes servent pour reconstituer l'extension spatiale et la fréquence et des évènements du passé. Pour la reconstitution spatiale et temporelle de l'activité des processus géomorphologiques, ces méthodes sont considérées parmi les plus précises (résolution annuelle, voire même saisonnière).

Les approches dendrogéomorphologiques ont été largement appliquées pour la reconstitution spatio-temporelle de l'activité des avalanches (Dubé *et al.*, 2004 ; Butler et Sawyer, 2008 ; Corona *et al.*, 2010 ; Casteller *et al.*, 2007 ; Decaulne *et al.*, 2012, 2014). En Roumanie et Bulgarie, ces approches sont peu utilisées, à l'exception d'un nombre réduit d'études (Panayotov, 2011 ; Voiculescu et Onaca, 2013, 2014 ; Pop *et al.*, 2016, 2017).

Les Monts Parâng (Roumanie) et les Monts Pirin (Bulgarie) possèdent des caractéristiques du cadre naturel (conditions morphométriques, présence de géomorphosites, climat, écosystèmes forestiers et alpins, etc.) qui constituent des attractions pour l'activité touristique. Des stations touristiques y sont aménagées et fréquentées durant l'année. Une grande partie de l'infrastructure destinée aux sports d'hiver est aménagée sur les versants en dehors des zones d'activité géomorphologique potentiellement dangereuse. Cependant, certaines formes d'activité touristique (randonnée, ski hors-pistes etc.) et l'extension de l'infrastructure prévue pour des secteurs de versants fréquemment affectés par des avalanches de neige exposent les touristes aux aléas. Les archives historiques qui font référence aux évènements géomorphologiques passés dans les deux zones d'étude sont le plus souvent incomplètes ou même inexistantes, ce qui rend une perception erronée sur la manifestation des aléas. A partir des exemples d'études menées dans les Monts Parâng et dans les Monts Pirin nous montreront l'apport des études dendrogéomorphologiques au zonage des aléas avalanches de neige. La fréquence des avalanches de neige à l'intérieur des sites d'étude, ainsi que l'emprise spatiale de chaque évènement seront reconstituées à l'aide des analyses dendrogéomorphologiques. Les données concernant la fréquence et emprise spatiale des évènements ainsi reconstitués, une fois intégrées dans le SIG et analysées contribueront à l'analyse et le zonage des aléas des zones d'étude.

La méthodologie de zonage des aléas basée sur l'approche dendrogéomorphologique présentée ici est applicable dans d'autres régions de montagne. Les cartes des aléas géomorphologiques auront un impact socio-économique majeur, surtout si on pense aux gestionnaires des espaces touristiques, de l'Administration des Sites Protégés, des Parcs Nationaux, des Fonds Forestiers etc., qui peuvent utiliser ces instruments cartographiques afin d'informer la population sur les risques encourus dans les sites à forte activité avalancheuse.

Remerciements

Ce travail représente une contribution au projet de recherche « Zonage des aléas géomorphologiques dans les espaces touristiques des massifs du Parâng (Roumanie) et du Pirin (Bulgarie) – ZONAGEOTOUR » financé conjointement par L'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF) et Fonds de Recherche Scientifique (FRS) de Bulgarie.

Références bibliographiques

Butler DR, Sawyer CF, 2008. Dendrogeomorphology and high-magnitude snow-avalanches : a review and case study. Natural Hazard and Earth System Sciences, 8, 303–309.

Casteller A, Stockli V, Villalba R, Mayer AC, 2007. An evaluation of dendroecological indicators of snow avalanches in the Swiss Alps. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 39, 218–228.

Corona C, Rovéra G, Lopez-Saez J, Stoffel M, Perfettini P, 2010. Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings : Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l'Oisans, France. Catena, 83, 107–118.

Decaulne A, Eggertsson Ó, Sæmundsson Þ., 2012. A first dendrogeomorphologic approach of snow avalanche magnitude-frequency in Northern Iceland. Geomorphology, 167/168, 35–44.

Decaulne A, Eggertsson Ó, Laute K, Beylich A, 2014. A 100-year extreme snow avalanche record based on tree-ring research in upper Bødalen, inner Nordfjord, western Norway. Geomorphology, 218, 3-15.

Dubé S, Filion L, Hétu B, 2004. Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the Northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 36, 555–564.

Panayotov M, 2011. Avalanches on the northwestern slope of peak Todorka (Pirin Mts, SW Bulgaria) and their influence on forests. Phytologia Balcanica, 17(2), 237-246.

Pop OT, Gavrilă IG, Roşian G, Meseşan F, Decaulne A, Holobâcă IH, Anghel T, 2016. A century-long snow avalanche chronology reconstructed from tree-rings in Parâng Mountains (Southern Carpathians, Romania). Quaternary International, 415, 430–440.

Pop OT, Munteanu A., Meseşan F., Gavrilă I.-G., Timofte C., Holobâcă IH, 2017. Tree-ring-based re-construction of high-magnitude snow avalanches in Piatra Craiului Mountains (Southern Carpathians, Romania), Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography, DOI : 10.1080/04353676.2017.1405715

Voiculescu M, Onaca A, 2013. Snow avalanche assessment in the Sinaia ski area (Bucegi Mountains, Southern Carpathians) using the dendrogeomorphology method. Area, 45 (1), 109-122.

Voiculescu M, Onaca A, 2014. Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using dendrogeomorphological approach in Bucegi Mountains, Romanian Carpathians. Cold Regions Science and Technology 104/105, 63-75.

Pluies extrêmes pendant les dix dernières années dans la vallée de Strouma (Bulgarie)

Hristo Popov (1)

(1) *Sofia University "St. Kliment Ohridski", department "Climatology, hydrology and geomorphology",*
hpopov@gea.uni-sofia.bg

Résumé *– Le régime des pluies est un élément important du climat d'un territoire défini. Son évolution est liée aux changments des conditions de l'humidité. Les pluies abondantes sont des fois un début de processus naturels à risques comme des innondations, torrents et les érosions qui sont liées à eux.*

Les données utilisées proviennent de trois stations situées tout au long de la vallée de Strouma en dehors des massifs de montagne (les villes de Kiustendil, Blagoevgrad, Sandanski) et ceci sur la période de 2008-2017. Les données étudiées sont les sommes des pluies, le nombre de journées pluvieuses, ainsi que les journées avec plus d'1mm ou 10mm ou celles de pluies maximales.

Le but de cette étude est de définir la fréquence et les situations synoptiques des ces phénomènes.

Mots-clés : précipitations, pluies abondantes, la vallée de Struma, situations synoptiques, Bulgarie

Abstract – Extreme precipitation for the last ten years on Struma valley in Bulgaria. *The rain regime is an important element of the climate of a defined territory. Its evolution is linked to the changing conditions of humidity. Heavy rains are sometimes a beginning of natural processes at risk such as floods, torrents and erosions that are related to them. The data used come from three stations located all along the Struma Valley outside the mountain ranges (the cities of Kiustendil, Blagoevgrad, Sandanski) and this over the period 2008-2017. The data studied are the monthly precipitations, the number of days with precipitation, as well as the days with more than 1 mm and 10 mm, and those with maximum rainfall. The purpose of this study is to define the frequency and the synoptic situations of these phenomena.*

Keywords **:** *precipitation, heavy rains, Struma valley, synoptic situations, Bulgaria.*

Introduction

Les valeurs maximales des pluies et des processus naturels extrêmes comme qui cause des inondations et des ruisseaux de boue et des pierres aussi bien que leur régime sont très importants dans un climat changeant. Cette étude continue le travail de l'équipe de la chaire de « Climatologie, hydrologie et géomorphologie » de l'Université de Sofia « St. Clément d'Ochrid » exécuté sur le territoire du bassin versant de Struma (Kenderova et al., 2014). En ce dernier on peut voir l'effet géomorphologique des ruisseaux de boue et des pierres et les conditions synoptiques dans lesquels ils se constituent en conséquence des pluies intensives. Sur la base des données des 10 dernières années on va examiner la fréquence de ces pluies et leur part de la quantité totale.

1. Données et méthodes

La figure 1 montre l'emplacement des stations dans la zone étudiée. Dans la partie nord se trouve v. Kyustendil, qui est pour le territoire de champ Kyustnedilskoto au sud de celui-ci le long de la Struma c. Blagoevgrad, situé sur l'affluent gauche de la Struma, Bistritsa. Plus au sud, au sud de la gorge de Kresna, dans le pôle de Sandansko-Petrichko, Sandanski Bistritsa est le village de Sandanski. Les données de ces stations sont des précipitations mensuelles moyennes calculées, le nombre moyen de jours avec des précipitations supérieures à 1 mm et supérieure à 10 mm et la moyenne des précipitations par jour au maximum pendant les 10 dernières années. Le nombre minimum et maximum de jours avec des précipitations supérieures à 1 et supérieures à 10 mm est rapporté par mois et par an. Les maxima absolus de la pluviométrie quotidienne maximale et de l'année d'enregistrement sont indiqués. Des conditions météorologiques typiques ont été rapportées dans lesquelles certains des maximums ont été enregistrés.

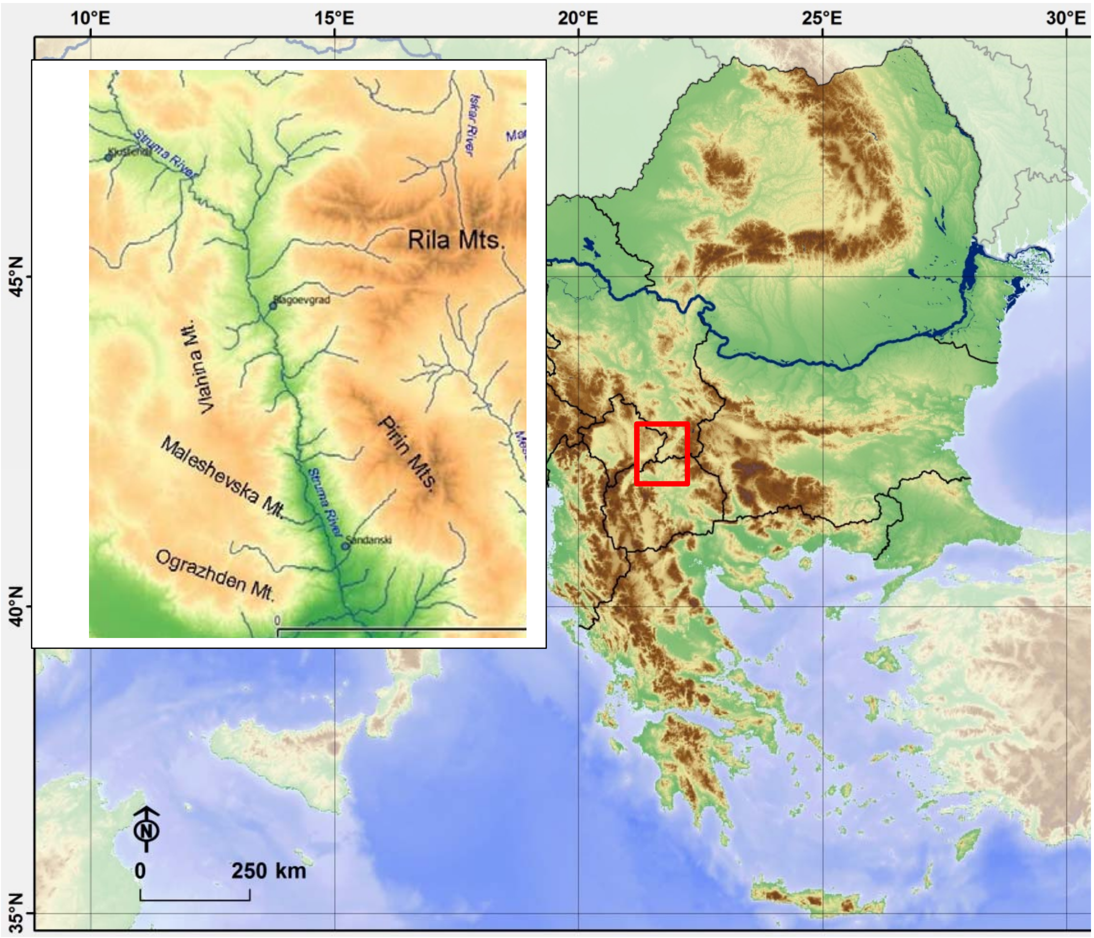


Figure 1 : *Map of study area*

2. Résultats

2.1. Conditions météorologiques

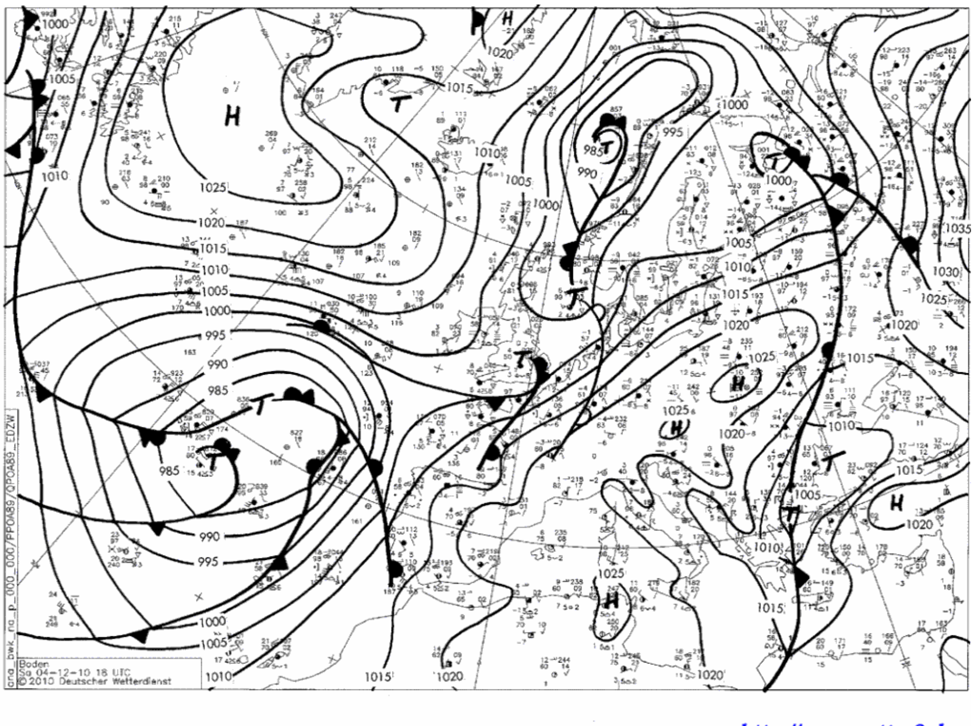


Figure 2*. Situation synoptique des terres EESR le 04.12.2010, 20 :00 h.*

La situation météorologique qui précipite dans la zone étudiée est typique pour cette partie de l'année. Le cyclone méditerranéen bien formé se déplace le long de la route II à travers la Bulgarie. Les particularités dans le développement et la manifestation de l'environnement météorologique, qui forment la pluie significative et la haute vague qui en résulte le long du forage moyen de Struma, peuvent être caractérisées dans deux directions. (…)

1. La distribution des principaux centres de protection du CERS crée une opportunité pour le cyclone méditerranéen de rester un secteur chaud distinct atteignant jusqu'à 60 ° N Dans le sud, l'air est chaud et riche en humidité. Le centre du cyclone traverse une zone d'étude, qui détermine les nuages de cumulus-pluie puissants en développement constant, en particulier dans la zone entourant la gamme de 1005 hPa.

2. Au deuxième jour du mouvement du cyclone méditerranéen à l'est il y a un certain retard. Le processus météorologique est en grande partie bloqué pendant 12 à 18 heures sur le territoire de la Bulgarie. Ce fait, associé aux crêtes de pression atmosphérique locales à haute pression à l'ouest et à l'est du centre du cyclone, crée un relief complexe dans la zone, ce qui améliore encore les nuages convectifs et donc l'intensité des précipitations dans la zone (Figure 2).

Dans cette situation le 4 décembre 2010 à Kyustendil, les précipitations mesurées sont de 30,2 mm. Avec les précipitations mesurées les 2 et 3 décembre, elles sont de 52,6 mm au total.

2.2. Montants mensuels et annuels des précipitations

L'analyse des précipitations moyennes mensuelles et médianes pour la période 1961-1990 montre que dans la vallée de Struma certaines années, il y a une variation dans les valeurs des sommes mensuelles de précipitations. Cette variation est particulièrement importante sur la période 2008-2017. La différence entre les sommes mensuelles minimum et maximum de précipitations par mois atteint 10 fois et les valeurs maximales des précipitations mensuelles atteignent deux fois la norme pour la période 1961-1990.

Les résultats du tableau 1 montrent que pour le champ de Kyustendil en hiver, nous enregistrons une augmentation en janvier. Augmentations mensuelles significativement plus élevées pour mars, juin et octobre. Dans les années individuelles, les montants mensuels pour ces mois ont atteint des valeurs jusqu'à trois fois le taux de 1961-1990.

Mensuel, Juillet et Novembre diminuent les chiffres mensuels des précipitations. La baisse la plus prononcée des valeurs pour novembre est lorsque seul le montant mensuel maximum pour la période 2008-2017 est proche de la norme de la période 1961-1990.

***Tableau 1** Précipitations mensuelles et annuelles moyennes Kiustendil*

Kustendil	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	48	45	59	49	57	68	45	28	54	60	42	52	606
2008-2017 med	49	37	67	43	48	63	38	24	32	48	45	66	593
2008-2017 min	10	0	11	16	38	39	8	8	17	27	0	0	324
2008-2017 max	97	105	117	140	101	113	94	61	122	122	67	102	802
1961-1990 av	40	46	42	46	64	59	51	39	40	40	63	52	581
1961-1990 med	39	38	37	43	64	53	43	36	29	36	48	46	581

Les résultats du tableau 2 montrent que pour le champ de Blagoevgrad durant les mois d'hiver, nous enregistrons une augmentation plus importante par rapport au territoire du champ de Kyustendil. Une augmentation des montants mensuels pour la période 2008-2017 couvre également les mois de mars, avril, juin, septembre et octobre. En années individuelles les sommes mensuelles pour ces mois atteignent des valeurs de 2 à 3 et plus de fois la norme de 1961-1990.

***Tableau 2** Mean monthly and annual precipitation Blagoevgrad*

Blagoevgrad	J*	F*	M*	A*	M*	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	54	57	66	49	54	61	28	22	53	65	43	60	577
2008-2017 med	41	44	78	36	44	49	26	23	43	55	43	65	582
2008-2017 min	21	16	21	16	29	22	8	6	15	35	0	0	294
2008-2017 max	123	126	108	138	110	106	63	39	127	126	69	128	863
1961-1990 av	37	42	41	44	61	59	39	37	34	40	61	50	544
1961-1990med	31	42	38	45	52	53	30	35	23	33	46	45	548

Les résultats du tableau 3 montrent que pour le pôle Sandansko-Petrichko durant les mois d'hiver, nous enregistrons une légère augmentation similaire aux territoires du champ Kyustendil. Une augmentation des montants mensuels pour la période 2008-2017 est signalée pour mars, avril, mai, juin, septembre et octobre, et pour les mois de septembre et octobre, la moyenne mensuelle pour la période 2008-2017 est presque le double du taux de 1961-1990. Pour les années 2008 à 2017, les montants mensuels pour ces mois ont atteint des valeurs trois à quatre fois supérieures à la norme de 1961-1990. Malgré la sécheresse, que nous avons enregistrée dans les moyennes d'août, de fortes précipitations ont également été enregistrées ce mois-ci au cours des 10 dernières années.

Tableau 3 *Mean monthly and annual precipitation Sandanski*

Sandanski	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	43	45	55	46	53	51	31	20	43	70	39	49	545
2008-2017 med	30	33	52	37	55	43	28	16	36	62	47	49	568
2008-2017 min	18	3	26	9	17	15	7	0	4	26	1	0	356
2008-2017 max	114	132	93	109	98	108	63	50	89	150	65	106	710
1961-1990 av	38	41	39	39	47	39	33	34	23	36	63	50	483
1961-1990 med	35	40	35	35	43	35	35	27	15	31	53	43	466

2.3. Nombre moyen de jours avec des précipitations supérieures à 1 mm

Dans l'analyse du nombre annuel moyen de jours avec des précipitations de plus de 1 mm pour la vallée de Struma, nous avons enregistré une diminution de leur nombre par rapport à la période 1931-1985. Ce fait, associé à l'augmentation des précipitations annuelles, permet de supposer que les précipitations moyennes ou l'incidence des précipitations augmentent. Selon cet indicateur, dans la région de Sandanski, le changement est le plus faible, car le nord augmente. (Tableaux 4, 5 et 6)

Tableau 4 *Moyenne des jours avec des précipitations < 1 mm Kiustendil*

Kustendil	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	6.5	6.4	7.9	6.2	8.9	8.7	4.7	3.2	6.8	5.6	5.2	6.2	75.7
2008-2017 min	3	0	3	2	7	5	2	1	4	1	0	0	49
2008-2017 max	10	11	14	12	13	12	10	8	14	14	9	13	97
1931-1985 av	7.4	6.5	6.2	7.7	9.4	8.7	6.4	5	4.5	6.3	7.2	7.7	83

Tableau 5 *Moyenne des jours avec des précipitations < 1 mm Blagoevgrad*

Blagoevgrad	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	7.1	7.3	8.7	5.6	9.1	7.1	4.1	3.7	6.7	6.6	5.4	7.2	74.1
2008-2017 min	4	2	5	2	6	2	1	1	4	3	0	0	35
2008-2017 max	11	13	13	10	12	12	7	6	15	15	9	12	101
1931-1985 av	6.9	6.3	6.4	7.8	9.1	8.3	5.2	4.4	4.5	6.2	7.5	7.5	80.1

Tableau 6 *Moyenne des jours avec des précipitations < 1 mm Sandanski*

Sandanski	J	F	M		A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	6.5	6.9	7.7		6.1	7.4	6.7	3.9	3.1	5.2	6.1	5.5	7.4	72.5
2008-2017 min	3	2	6		1	4	2	1	0	1	2	0	0	55
2008-2017 max	14	12	10		10	12	11	7	6	9	14	9	15	87
1931-1985 av	7.5	5.9	5.7		6.7	8.1	6.7	4.5	3.5	3.8	6.1	7.4	7.5	73.4

2.3. Nombre moyen de jours avec des précipitations supérieures à 10 mm

Dans l'analyse du nombre annuel moyen de jours avec des précipitations supérieures à 10 mm pour la vallée de Struma, nous avons enregistré une diminution de leur nombre par rapport à la période 1931-1985 pour le champ de Kyustendil. Pour la région de Blagoevgrad, les valeurs sont préservées et pour la région de Sandanski, nous enregistrons une augmentation minime. Ces données, ainsi que l'augmentation des précipitations annuelles, sont une raison de supposer que l'incidence des fortes précipitations augmente. Nous pouvons également supposer que l'intensité des précipitations dans le champ de Sandansko-Petrichko augmente dans la zone la plus étudiée.

Tableau 7 *Nombre moyen de jours avec des précipitations supérieures à 10 mm Kiustendil*

Kustendil	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	1.3	1.2	1.2	1.7	1.4	2.4	1.6	1	1.8	2.4	1.5	1.56	18.9
2008-2017 min	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	8
2008-2017 max	3	3	3	6	2	5	3	2	6	6	4	4	31
1931-1985 av	1.5	1.4	1.4	1.5	1.9	2	1.8	1.1	1.3	2	2.1	1.9	19.9

Tableau 8 *Nombre moyen de jours avec des précipitations supérieures à 10 mm Blagoevgrad*

Blagoevgrad	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	1.7	1.6	1.4	2.2	1.2	2.1	1.1	0.8	1.6	2.4	1.7	1.3	18.9
2008-2017 min	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	10
2008-2017 max	5	3	3	7	3	4	4	2	3	5	3	3	30
1931-1985 av	1	1	1.4	1.6	2.4	1.9	1.2	1.4	1	1.7	2.6	1.8	19

Tableau 9 *Nombre moyen de jours avec des précipitations supérieures à 10 mm Sandanski*

Sandanski	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	1.2	1.3	1.6	1.4	1.5	1.2	1.0	0.6	1.4	2.6	1.0	1.8	16.8
2008-2017 min	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	9
2008-2017 max	4	5	4	5	3	4	2	2	3	6	2	4	25
1931-1985 av	1.4	1.2	1.4	1.3	1.5	1.4	0.8	0.7	0.9	1.9	2.1	1.5	16.1

2.4. Précipitation maximale quotidienne moyenne dans le mois

L'analyse de la moyenne des précipitations journalières maximales montre (tableau 10) que pour la région de Kyustendil sur la période 2008-2017 la valeur moyenne des

précipitations journalières maximales est restée proche de la période de référence 1931-1985, durant les mois d'avril, mai, décembre. En janvier, mars et octobre, nous avons augmenté les précipitations journalières maximales de 3,5 à 5,8 mm en moyenne.

Tableau 10 *Précipitation maximale quotidienne moyenne dans le mois* Kiustendil

Kustendil	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	18.4	14.3	19.8	18.9	18.6	20	22.7	15.6	19.3	25	19.2	18.3	40.9
2008-2017 med	16.5	10.5	19	15.5	17	17.5	23.5	15.5	14.5	23.5	17	19	38.5
2008-2017 min (mm)	5	0	4	12	6	12	3	6	5	16	0.5	0	30
year	2010	2008	2017	2017	2009	2014	2012	10,12,13	2016	2014	2011	2015	2010
2008-2017 max (mm)	41	33	43	31	35	39	38	35	57	42	27	60	60
year	2009	2013	2009	2014	2012	2012	2014	2014	2015	2011	2010	2017	2017
1931-1985 mm	15	15	14	18	19	22	21	15	17	20	21	18	39
Mean Sq Dev	8.5	10.4	9.8	9	9.8	11.6	12.5	10.5	11.1	13.4	12.7	11.6	9.4

L'analyse de la moyenne des émissions de précipitations maximums par jour (tableau 11) que la région de champ Blagoevgrad dans la période moyenne 2008-2017 année de l'augmentation des précipitations maximales quotidiennes à la période de référence 1931-1985, pour les mois de Décembre, Janvier, Février et Mars. Pour le reste des mois de printemps et d'été, nous assistons à un déclin, le plus prononcé en juillet et en août. Pour les mois d'automne, septembre et octobre, nous observons une augmentation des précipitations diurnes maximales de 6,6 à 8,5 mm en moyenne. Les données pour novembre et décembre révèlent l'incohérence du régime des pluies pour cette région. Au cours des 10 dernières années ont été enregistrés comme des cas de pluie très intense et les valeurs quotidiennes allant jusqu'à 70 mm (décembre 2010) et des périodes absolument sans pluie de précipitations au maximum jusqu'à 0,5 mm (Novembre 2011 et Décembre 2015).

Tableau 11 *Précipitation maximale quotidienne moyenne dans le mois* Blagoevgrad

Blagoevgrad	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	22.6	22.1	19.7	15.8	15	21.5	11.7	11.9	22.6	27.5	19.7	23.3	44.9
2008-2017 med	16.5	10.5	19	15.5	17	17.5	23.5	15.5	14.5	23.5	17	19	38.5
2008-2017 min mm	7	9	7	11	9	6	4	3	7	17	0.5	0	26
year	2010	2010	2012	2013	2009	2011	2016	2013	2009	2016	2011	2015	2011
2008-2017 max mm	42	48	33	24	32	37	18	21	54	39	28	70	70
year	2009	2015	2016	2014	2012	2014	2015	2012	2012	2008, 2012	2015	2010	2010
1931-1985	15	13	13	17	17	23	19	15	16	19	21	17	36
Mean Sq Dev	8.1	7	8.7	8.7	8.8	16.2	13	10.8	11.3	12.3	10.9	12.6	14.3

Pour le territoire du pôle Sandansko-Petrichko à la moyenne des précipitations maximales sur 24 heures, nous enregistrons une diminution minimale pour les mois de janvier et d'avril. Plus prononcé est la baisse en juillet, août, novembre et décembre. Au cours des 10 dernières années, nous avons augmenté les valeurs maximales des précipitations en février, mars, mai, juin, septembre et octobre.

Pour les mois d'automne, septembre et octobre, cette augmentation est la plus élevée. Au cours de ces mois, nous enregistrons également le record des précipitations maximales de 24 heures au cours des 10 dernières années.

Tableau 12 *Précipitation maximale quotidienne moyenne dans le mois Sandanski*

Sandanski	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann
2008-2017 av	15.6	15.5	17.1	16.6	18.1	21.9	16.7	10.8	20.8	29.1	15.9	13.5	39.9
2008-2017 med	11	17.5	16.5	15.5	18	27	17.5	7.5	16	29.5	17.5	12.5	
2008-2017 min (mm)	5	2.1	6	7	6	8	3	0	1	13	1	0	27
year	2010	2011	2011	2011	2009	2012	2009	2008	2016	2013	2011	2015	2009
2008-2017 max (mm)	29	39	37	28.5	35	36	34	26	74	56	26	24	74
year	2015	2013	2014	2014	2012	2010	2010	2011	2012	2010	2015	2014	2012
1931-1985 mm	16	12	15	17	17	18	18	15	15	19	23	18	37
Mean Sq Dev	9.9	7.4	10.4	9.7	9.7	12.9	14.3	12.3	13.4	11.3	15.3	11.5	12.9

Conclusion

Les données utilisées pour les 10 dernières années nous permettent de conclure que l'augmentation des valeurs mensuelles des précipitations est la plus importante au début du printemps (mars) et en automne - septembre et octobre. Ce sont les mois où le nombre moyen de jours avec des précipitations supérieures à 1 mm a augmenté. Il y a un petit nombre de jours avec des précipitations supérieures à 10 mm en juillet et en août, la moyenne des 10 dernières années étant plus basse par rapport à la période 1931-1985. Dans la vallée de Struma, au nord de la gorge de Kresna, nous enregistrons en décembre une augmentation des précipitations mensuelles. Les valeurs médianes plus élevées comparées aux valeurs mensuelles moyennes nous permettent de supposer / conclure qu'une période de sécheresse est enregistrée au début de l'hiver certaines années. La diminution du nombre moyen de jours avec des précipitations supérieures à 1 mm et supérieures à 10 mm confirme cette conclusion. Les mêmes données, ainsi que les données pluviométriques maximales, nous conduisent à la conclusion que l'intensité et l'intensité des pluies augmentent et donc la part des précipitations extrêmes. Ces hypothèses peuvent être confirmées dans de futures études, également liées à l'incidence des conditions météorologiques suggérant des précipitations intenses ou des périodes de sécheresse.

Références bibliographiques

Kenderova, R., Rachev, G., Baltakova, A., 2014 : *Debris flows in the Middle Struma Valley.* Annuaire de L'universite de Sofia "St. Kliment Ohridski" Faculte de Geologie et Geographie, Livre 2 – Geographie, Tome 106, 13-40. (in Bulgarian)

Kjuchukova, M., Demirev, P., Sabeva, M. (eds.), 1986 : *Climatological reference book. Intensive rains in PR Bulgaria.* Bulgarian Science Academy Press, 272 p. (in Bulgarian)

Koleva, E., Peneva, R., (eds.), 1990 : *Climatological reference book. Rains in Bulgaria.* Bulgarian Science Academy Press, 169 p. (in Bulgarian)

L'évaluation générale du stress thermique dans les grandes zones urbaines de Roumanie

Scripcă A.-S. [(1)]***, Croitoru A.-E.*** [(1)]

[(1)] *Université Babeş-Bolyai, Faculté de Géographie [sabina_scripca@yahoo.com, adina.croitoru@ubbcluj.ro]*

***Résumé** – Dans la présente étude, nous avons analysé les indicateurs bioclimatiques : la température équivalente, la température efficace, Humidex et le pouvoir de refroidissement, pour cinq grandes villes de Roumanie (Bucarest, Cluj-Napoca, Constanța, Iași et Timișoara). Nous avons utilisé des données quotidiennes sur la température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent pour la période 1987-2016. Pour calculer les indicateurs bioclimatiques, nous avons utilisé le logiciel BioKlima 2.6. Les résultats principaux sont que la ville de Constanța présente le plus grand inconfort pour le stress chaud, secondaire étant la ville de Bucarest et que pour la plupart des indicateurs analysés (TeK, TE et H), la classe extrême qui caractérise le stress thermique froid montre une tendance à la baisse statistiquement significative.*

Mots-clés : stress termique, indicateurs bioclimatiques, BioKlima 2.6, Roumanie.

***Abstract** – **Title.** In this study we analysed the bioclimatic indicators : the equivalent temperature, effective temperature, Humidex and the cooling power for five important cities in Romania (Bucharest, Cluj-Napoca, Constanța, Iași and Timișoara). We used daily data for air temperature, relative humidity and wind speed for the period 1987-2016. To process the data BioKilma 2.6 software was employed. The main results are that the city of Constanța presents the greatest discomfort for the hot stress, secondary being the city of Bucharest and that most of the indices (TeK, TE and H) indicate a decreasing trends of the frequency in case of the class characterizing the extreme cold stress.*

Keywords : thermal stress, bioclimatic indicators, BioKlima 2.6, Romania.

Introduction

Les échanges entre l'homme et son milieu sont permanents et expliquent qu'un changement d'état du milieu peut engendrer des conséquences positives et/ou négatives sur l'organisme humaine (Croitoru et Sorocovschi, 2012).

Dans la présente étude, nous avons analysé quelques indicateurs bioclimatiques qui examinent le stress thermique : la température équivalente (TeK), la température efficace (TE), Humidex et le pouvoir de refroidissement (H). L'étude a été portée sur cinq grandes zones urbaines en Roumanie. Ces indicateurs ont été développés dans de nombreuses études (Baranowska et Gabryl, 1981 ; Blazejczyk et al., 2012 ; Malcheva et Gocheva, 2014).

L'objectif principal du travail est de rechercher quelle est la période la plus favorable ou défavorable de l'année pour le corps humain du point de vue du stress thermique. Comme objectif secondaire, nous avons cherché à analyser les changements intervenus dans l'évolution des indicateurs analysés pour une période de 30 ans.

1. Données et méthodes

L'analyse a été faite pour cinq grandes villes de Roumanie : Bucarest (la capitale du pays), Cluj-Napoca, Constanța, Iași et Timișoara.

Dans l'étude, nous avons utilisé des données quotidiennes sur la température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent pour la période 1987-2016. La base de données climatiques a été construite en utilisant trois sources de données. La plupart des données météorologiques ont été extraites des archives de l`Administration Météorologique Nationale. Les données de la station météorologique de Cluj-Napoca ont été complétées comme suit : la température de l'air pour la période 1987-2015 a été extraite de la base de données ECA&D (Klein Tank et al., 2002) et les paramètres météorologiques pour 2016 de www.meteomanz.com (température et vent) et www.rp5.ru (humidité relative).

Pour calculer les indicateurs bioclimatiques mentionnés ci-dessus, nous avons utilisé le programme BioKlima 2.6 (https://www.igipz.pan.pl/bioklima.html). Pour détecter les changements dans les séries chronologiques annuelles, nous avons utilisé le test de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1975) combiné avec la pente de Sen (Gilbert, 1987). Les calculs selon les deux méthodes ont été effectués à l'aide du programme de calcul automatique MAKESENS (Salmi et al, 2002). Le niveau de signification statistique choisi est $\alpha = 0{,}1$.

Pour chaque indicateur bioclimatique analysé, nous avons présenté les cours de confort de la littérature de spécialité, en mettant l'accent sur les études similaires qui ont été réalisées pour des pays ayant des conditions climatiques similaires à celles de Roumanie.

La température équivalente (TeK) évalue l'influence commune de la température de l'air et de la pression des vapeurs d'air sur le corps humain.

L'indice est calculé par la formule suivante (selon de K. Prott citée par Kozlowska-Szczesna et al, 1997).

$$TeK = t + 1{,}5 \times e$$

où : t = température de l'air (en °C) ; e = pression des vapeurs d`eau (en hPa).

Les classes de confort pour cet indice sont systématisées dans le tableau 1.

La température efficace (TE) évalue l'influence commune de la température de l'air, de la vitesse du vent et de l'humidité relative.

L'indice est calculé par la formule suivante, selon la formule de Missenard (selon Baranowska et Gabryl, 1981, citée par Blazejczyk et al., 2012, avec modifications).

$$TE = t - 0{,}4 \times (t - 10) \times (1 - 0{,}01 \times f)$$

où : t = température de l'air (en °C) ; f = l'humidité relative d`air (en %)

Les classes de confort pour cet indice sont systématisées dans le tableau 2.

Tableau 1 : *Degré de confort pour l`indicateur TeK*

Degré de confort	TeK (°C)
Froid	< 18,00
Frais	18,01 – 24,00
Légèrement frais	24,01 – 32,00
Confortable	32,01 – 44,00
Légèrement étouffant	44,01 – 56,00
Étouffant	> 56,01

(selon Prott citée par Kozlowska-Szczesna et al, 1997 2012, avec modifications).

Tableau 2 : *Degré de confort pour l`indicateur TE*

Degré de confort	TE (°C)
Très froid	< 1,00
Froid	1,01 – 9,00
Frais	9,01 – 17,00
Rafraîchissant	17,01 – 21,00
Confortable	21,01 – 23,00
Chaleureuse	23,01 – 27,00
Chaud	> 27.01

(selon Baranowska et Gabryl, 1981, citée par Blazejczyk et al., avec modifications)

L'Humidex est un indice utilise pour le degré de chaleur et d'humidité ressenti par un individu moyen (http://climat.meteo.gc.ca). L'indice peut être calculé pour des valeurs de température de l'air comprises entre +20 °C et +55 °C (Ionac et Ciulache, 2008).

L'indice est calculé par la formule suivante :

$$Humidex = t + 0{,}5555 \times (e - 10)$$

où : t = température de l'air (en ^{o}C) ; e = pression des vapeurs d`eau (en hPa).

Les classes de confort pour cet indice sont systématisées dans le tableau 3.

Le pouvoir de refroidissement (H) est un indice qui évalue les sensations thermiques de l'organisme humaine en position verticale, qui a des vêtements adéquats pour certaines saisons. Cela illustre les pertes de chaleur dans le corps humain sous l'influence de la température de l'air et de la vitesse du vent. L'indice est calculé par les formules suivantes :

i. pour $v \leq 1$ m/s : $H = 41{,}868 \times (36{,}5 - t) \times (0{,}20 + 0{,}40 \times v^{0,5})$;
ii. pour $v > 1$ m/s : $H = 41{,}868 \times (36{,}5 - t) \times (0{,}13 + 0{,}47 \times v^{0,5})$,

où : t = température de l'air (en ^{o}C) ; v = vitesse du vent (en m/s) à 1.2 mètres au-dessus du sol.

Les classes de confort pour cet indice sont systématisées dans le tableau 4.

Tableau 3 : *Degré de confort pour l`indicateur Humidex*

Degré de confort	Humidex (°C)
Confortable	< 30,00
Chaleureuse	30,01 – 40,00
Chaud	40,01 – 45,00
Très chaud	45,01 – 55,00
Étouffant	> 55,01

(selon http://www.ec.gc.ca/meteo-weather/, citée par Blazejczyk et al., 2012, avec modifications).

Tableau 4 : *Degré de confort pour l`indicateur H*

Degré de confort	H (w/m2)
Extrêmement froid et venteux	> 2100,01
Très froid	1680,01 – 2100,00
Froid	1260,01 – 1680,00
Frais	840,01 – 1260,00
Légèrement frais	630,01 – 840,00
Neutre	420,01 – 630,00
Chaud	210,01 – 420,00
Très chaud	< 210,00

(selon Hill et al, 1916 citée par Malcheva et Gocheva, 2014, avec modifications)

2. Résultats

Les résultats des indicateurs ont été systématisés par deux catégories. La première indique les fréquences mensuelles et annuelles, sur les classes de confort, présentées dans le sous-chapitre 2.1. La deuxième montre des tendances pendant la période considérée et les résultats pour tous les indices sont présents dans le sous-chapitre 2.2.

2.1. Résultats 1

L'indicateur TE a montré, entre juillet et août des fréquents pour classe « chaleureuse » pour toutes les villes analysées. Les résultats pour Humidex ont montré que Constanța est la seule ville pour laquelle ils étaient aussi fréquents pour la classe « chaude ». L'indicateur H a enregistré les fréquences les plus importantes liées à la classe extrême, « très chaud », pour Bucarest et Constanța.

Les résultats les plus concluants pour ce type d'analyse ont été obtenus pour l'indicateur TeK. En analysant les fréquences mensuelles sur les classes de confort pour l'indicateur bioclimatique TeK (Figure 1), la classe « froid » montre des valeurs élevées entre décembre et février, la fréquence la plus élevée étant enregistrée en janvier. Pour le risque thermique chaud, la classe « étouffant » a enregistré des fréquences significatives dans les intervalles mensuels de juin à août.

L'exception est la ville de Constanța, où cette classe a été spécifique entre juin et septembre, et pendant juillet et août la fréquence de cette classe est dépassée 45% pour l'entière période analysée. Pour toutes les villes analysées, le mois de juillet présente le risque le plus élevé de stress thermique chaud : la fréquence prédominante appartient aux classes « légèrement étouffant » et « étouffan**t** »).

En analysant les fréquences annuelles de l'indicateur TeK (Figure 2), la classe de confort « froid » a été caractérisée par des valeurs maximales allant de 38,12% (à Cluj-Napoca) et 28,09% (à Timișoara), tout au long de la période analysée. En échange, pour la classe extrême du stress chaud, « étouffant », la situation est à l'opposé de la classe extrême du stress froid, en ce qui concerne la répartition spatiale. Ainsi, la fréquence la plus élevée de cette classe a été enregistrée à Constanța (9,87%) et la fréquence la plus basse à Cluj-Napoca (1,61%). La classe de « confort » a été caractérisée par des fréquences comprises entre 22,15% à Timișoara et 17,95% à Constanța.

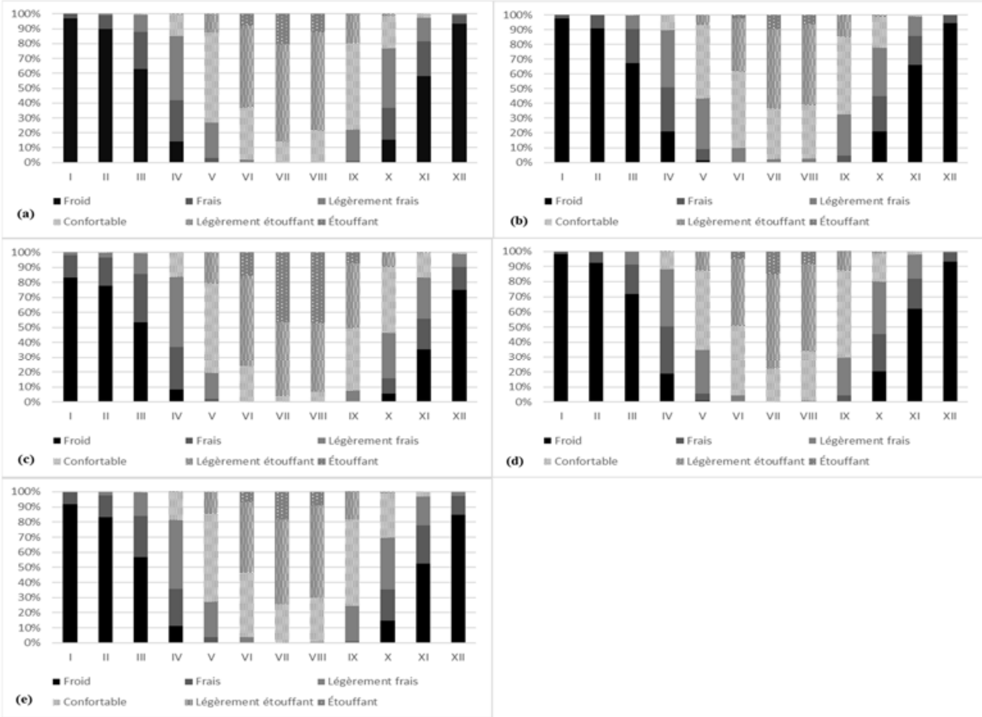


Figure 1 : *Fréquences mensuelles sur les classes de confort pour l'indicateur bioclimatique TeK (Où (a) = Bucarest, (b) = Cluj-Napoca, (c) = Constanța, (d) = Iași et (e) = Timișoara)*

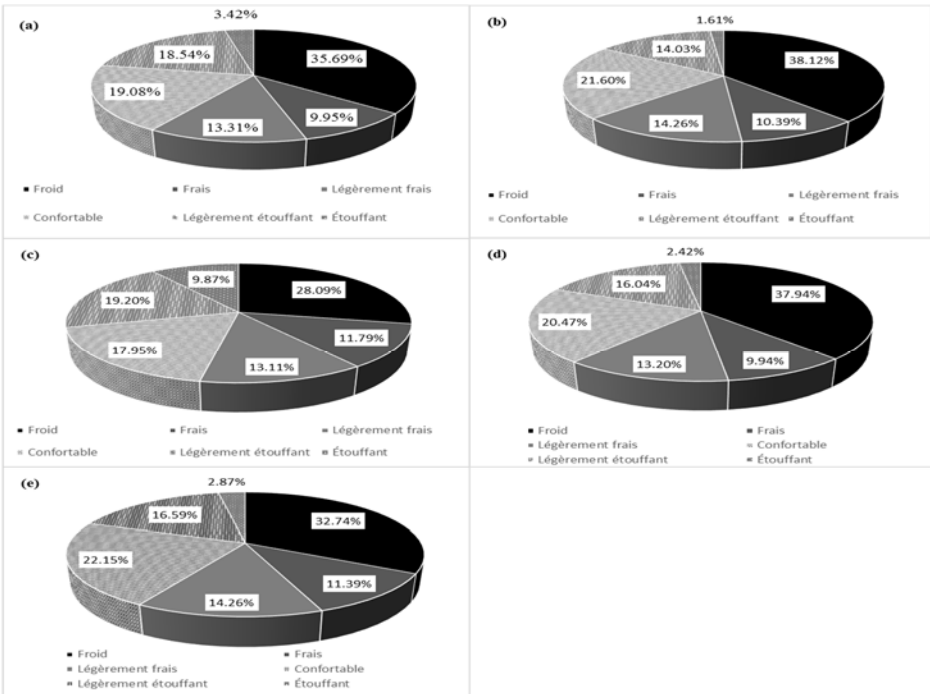


Figure 2 : *Fréquences annuelles sur les classes de confort pour l'indicateur bioclimatique TeK (Où (a) = Bucarest, (b) = Cluj-Napoca, (c) = Constanța, (d) = Iași et (e) = Timișoara*

2.2. Résultats 2

Pour les indicateurs TeK, TE et H pour les classes extrêmes qui caractérisent le stress thermique chaud, Constanța a eu les valeurs les plus élevées des pentes, qui sont également statistiquement significatives (Tableaux 5, 6 et 8). L'indicateur Humidex montre des valeurs réduites des pentes pour toutes les classes de confort dans toutes les villes (Tableau 7).

Tableau 5 : *Les pentes et les tendances pour l'indicateur TeK*

La ville	Degré de confort pour l'indicateur TeK					
	Froid	Frais	Légèrement frais	Confortable	Légèrement étouffant	Étouffant
	Pente (jours / décennie)					
Bucarest	**-6,00** [a]	2,63	0,00	0,00	2,92	-1,25
Cluj-Napoca	**-7,65**	**4,38**	-2,73	**-4,00**	**8,50**	**2,00**
Constanța	**-11,90**	**6,88**	-1,43	-1,82	3,57	1,18
Iași	**-3,64**	2,00	-2,50	-1,60	**4,29**	1,43
Timișoara	**-10,00**	2,73	1,11	**-6,15**	**7,78**	**4,12**

Remarque : a les valeurs en gras sont statistiquement significatives au niveau de signification mentionné (0,1)

Tableau 6 : *Les pentes et les tendances pour l'indicateur TE*

La ville	Degré de confort pour l'indicateur TE						
	Très froid	Froid	Frais	Rafraîchissant	Confortable	Chaleureuse	Chaud
	Pente (jours / décennie)						
Bucarest	**6,36**[a]	-2,50	1,05	-1,05	**-2,78**	**-1,33**	-[b]
Cluj-Napoca	-2,92	-4,00	2,00	**3,81**	0,00	0,00	-
Constanța	**-21,11**	4,50	-2,86	**8,40**	**5,56**	**1,18**	-
Iași	**-11,48**	-3,81	3,16	**7,39**	**1,43**	0,00	-
Timișoara	2,00	-1,20	-3,00	2,50	0,00	0,00	-

Remarque : a les valeurs en gras sont statistiquement significatives au niveau de signification mentionné (0,1) ;
b le signe "-" signifie que pour cette classe il n'y avait pas de données.

Tableau 7 : *Les pentes et les tendances pour l'indicateur Humidex*

La ville	Degré de confort pour l'indicateur Humidex				
	Confortable	Chaleureuse	Chaud	Très chaud	Étouffant
	Pente (jours / décennie)				
Bucarest	-0,63	0,63	-[b]	-	-
Cluj-Napoca	**-3,48**[a]	**3,33**	-	-	-
Constanța	**-5,71**	**5,50**	**0,00**	**0,00**	**0,00**
Iași	**-2,63**	**2,50**	-	-	-
Timișoara	**-4,38**	**4,17**	-	-	-

Remarque : a les valeurs en gras sont statistiquement significatives au niveau de signification mentionné (0,1) ;
b le signe "-" signifie que pour cette classe il n'y avait pas de données.

Tableau 8. : *Les pentes et les tendances pour l'indicateur H*

La ville	Degré de confort pour l'indicateur H							
	Extrêmement froid	Très froid	Froid	Frais	Légèrement frais	Neutre	Chaud	Très chaud
	Pente (jours / décennie)							
Bucarest	**-0,80**	**-2,00**	3,16	**21,43**	3,00	**-5,00**	**-14,67**	**-3,57**
Cluj-Napoca	**-0,45**	**-2,73**	0,00	**11,67**	**-6,25**	-0,91	-1,74	0,00
Constanța	**-10,00**	**-12,50**	**-13,91**	0,00	**4,00**	**10,63**	**18,75**	0,00
Iași	**-5,00**	**-7,50**	**-8,95**	2,86	0,00	**8,97**	**10,00**	0,00
Timișoara	**0,00**	**-0,83**	-1,67	**20,00**	-1,60	**-4,00**	**-8,00**	**-1,82**

Remarque : [a] les valeurs en gras sont statistiquement significatives au niveau de signification mentionné (0,1).

Conclusion

Les principales conclusions résultant de l'analyse de ces indicateurs sont : la plupart des classes bioclimatiques spécifique au stress thermique chaud sont enregistrées pour tous les mois d'été (de juin à août), ce qui entraîne des changements soudains de la météo, ce qui pourrait contribuer à un stress supplémentaire sur le corps humain ; parmi les mois d'été, le mois de juillet montre le plus grand inconfort pour le stress chaud ; pour le stress froid, le mois de janvier est celui qui a enregistré les conditions les plus sévères ; la ville de Constanța présente le plus grand inconfort pour le stress chaud, secondaire étant la ville de Bucarest ; pour la plupart des indicateurs analysés (TeK, TE et H), la classe extrême qui caractérise le stress thermique froid montre une tendance à la baisse statistiquement significative.

Références bibliographiques

Baranowska M, Gabryl B., 1981 : *Biometeorological norms as tolerance interval of man to weather stimuli*. Int J Biometeorol 25, 123–126 p.

Blazejczyk, K., Epstein, Y., Jendritzky, G., Staiger, H., Tinz, B., 2012 : *Comparison of UTCI to selected thermal indices*. Int J Biometeorol 56, 515–535 p.

Croitoru, A.-E., Sorocovschi, V., 2012 : *Introducere în biometeorologia umană*. Edit. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 200 p.

Gilbert, R.O., 1987 : *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. Van Nostrand Reinhold, New York, 320 p.

Hill L, Griffith OW, Flack M., 1916 : *The measurement of the rate of heat loss at body temperature by convection, radiation and evaporation*. Phil Trans R Soc (B), 183-220 p. (disponible à http://rstb.royalsocietypublishing.org/content/royptb/207/335-347/183.full.pdf)

Ionac, N., Chiulache, S., 2008 : *Atlasul bioclimatic al României*. Ars Docendi, București, 279 p.

Kendall, M.G., 1975 : *Rank correlation method*. 4th edn. Charles Griffin, London, 202 p.

Klein Tank, A.M.G., Wijngaard, J.B., Können, G.P. et al., 2002 : *Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment*. International Journal of Climatology, 22, 1441–1453 p.

Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997 : *Bioklimatologia człowieka. Metody ich zastosowania w badaniach bioklimatu Polski*. IgiPZ PAN, Monografie, 1, Warszawa, 200 p. (disponible à http://rcin.org.pl/dlibra/doccontent?id=2617)

Malcheva, K., Gocheva, A., 2014 : *Thermal comfort indices for the cold half-year in Sofia*. Bul. J. Meteo & Hydro 19/1-2, 16-25 p.

Mann, H.B., 1945 : *Non-parametric tests against trend*. Econometrica, 13, 245-259 p.

Salmi, T., Määttä, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., Amnell, T., 2002 : *Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann–Kendall test and Sen's slope estimates – the Excel template application MAKESENS*. Publications on Air Quality 31 : Report code FMI-AQ-31.

*** Le logiciel BioKlima 2.6. est disponible à https://www.igipz.pan.pl/bioklima.html

*** www.meteomanz.com

*** www.rp5.ru

*** http://www.ec.gc.ca/meteo-weather/

*** http://climat.meteo.gc.ca

Évolution des types de temps perturbés au Liban (1970-71/2009-10)

Traboulsi M. [(1) (2)], ***Mhanna H.*** [(1)], ***Haj Hassan Z.*** [(1)]

[(1)] *Université Libanaise, Ecole doctorale des lettres et des sciences humaines et sociales, Horch Tabet, Beyrouth Liban*
[(2)] *Archéorient UMR 5133. Maison de l'Orient et de la Méditerranée CNRS-Université Lyon 2. 7, rue Raulin, 69007 Lyon. traboulsim@yahoo.fr ; husseinmhanna81@hotmail.com ; zaynab-h-h@hotmail.com*

Résumé *– Ce travail propose l'étude de l'évolution de la fréquence des types de temps perturbés au Liban durant la période 1970-71/2009-2010. Les données utilisées sont les températures maximales, minimales et les précipitations quotidiennes, pour la station de Beyrouth (AIB, Aéroport International de Beyrouth), la seule station libanaise qui possède des séries complètes de données. Une tendance à la baisse du nombre de jours perturbés pour tous les types, significative seulement au printemps pour les gouttes froides et en automne pour les types de nord-ouest, associée dans les deux cas à une baisse significative des totaux pluviométriques (et à une augmentation significative des températures minimales lors des types de nord-ouest seulement) a été mise en évidence. L'augmentation des températures maximales et plus particulièrement minimales est généralisée. La tendance de ces dernières est significative à l'échelle annuelle pour tous les types de temps mais elle n'est pas significative pour tous les types à l'échelle saisonnière, Ces tendances sont, en partie, les conséquences de l'évolution de la circulation atmosphérique régionale qui ressort à travers les corrélations significatives entre les éléments cités ci-dessus et les paramètres d'altitude*

Mots-clés : Liban, types de temps, températures, précipitations, géopotentiel 500 hPa, tendance.

Abstract *- This work proposes the study of the evolution of the frequency of the types of weather disturbed in Lebanon during the period 1970-71 / 2009-2010. The data used are maximum, minimum and daily precipitation for Beirut (AIB, Beirut International Airport), the only Lebanese station with complete data sets. A downward trend in the number of days disturbed for all types, significant only in spring for cold drops and in autumn for northwestern types associated in both cases with a significant decrease in rainfall totals (and an increase in significant minimum temperatures for northwestern types only) was highlighted. The increase in maximum and especially minimum temperatures is widespread. The trend of the latter is significant at the annual scale for all types of weather but it is not significant for all types at the seasonal scale. These trends are, in part, the consequences of the evolution of the regional atmospheric circulation that emerges through the significant correlations between the elements mentioned above and the altitude parameters.*

Keywords : Lebanon, Types of weather, temperature, precipitations, geopotential 500 hPa, trend.

Introduction

Les études antérieures ont montré que le réchauffement climatique au Proche-Orient (y compris au Liban) est une réalité incontestable. Ainsi, l'étude des températures a montré un réchauffement généralisé et significatif statistiquement à toutes les échelles temporelles (Traboulsi et Ben Boubaker, 2012 ; Traboulsi 2014, 2016 et 2017), alors que pour les précipitations le résultat est mitigé. La tendance à la baisse apparait surtout à l'échelle saisonnière. Elle est particulièrement significative au printemps si on prend en compte

l'échelle stationnelle. L'évolution de ces deux éléments climatiques est associée à une modification de la circulation atmosphérique matérialisée par une tendance significative à la hausse des hauteurs et des températures du géopotentiel 500 hPa (Norrant et *al.*, 2005 ; Norrant, 2013 ; Traboulsi, 2016).

Ce travail propose l'étude de l'évolution de la fréquence des types de temps perturbés au Liban, générateurs des précipitations, ainsi que celle de l'évolution des totaux pluviométriques et des températures de surface qui leurs sont associés durant la période 1970-71/2009-10. L'étude de l'évolution temporelle de ces éléments par type de temps nous renseignera sur la réalité du réchauffement climatique et ses conséquences sur l'évolution de la distribution des précipitations. Ces dernières sont à l'origine des ressources en eau dans la région, déjà sujettes aux aléas du climat méditerranéen. Enfin, nous avons essayé d'expliquer l'évolution des précipitations et des températures à tendance significative par l'étude de leur lien avec la circulation atmosphérique régionale.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Pour cette étude, nous avons utilisé les données quotidiennes des températures maximales et minimales et des précipitations observées dans la station de Beyrouth-AIB (faute des longues séries pour les autres stations libanaises) pour la période allant de 1970-71 à 2009-2010, soit 3146 jours pluvieux (J ≥ 0,1 mm). Les données quotidiennes de pression d'altitude (niveau 500 hPa) seront utilisées pour l'établissement des cartes (au nombre de 3146) pour la classification des types de temps perturbés au-dessus du Proche-Orient (espace encadré sur la figure 1 entre les méridiens 20 et 45 ouest et entre les deux parallèles 30 et 45 nord) ; elles sont issues des réanalyses NCEP/NCAR, sur une fenêtre s'étendant en latitude de 20° N à 70° N et en longitude de 10° W à 60° E (figure 1).

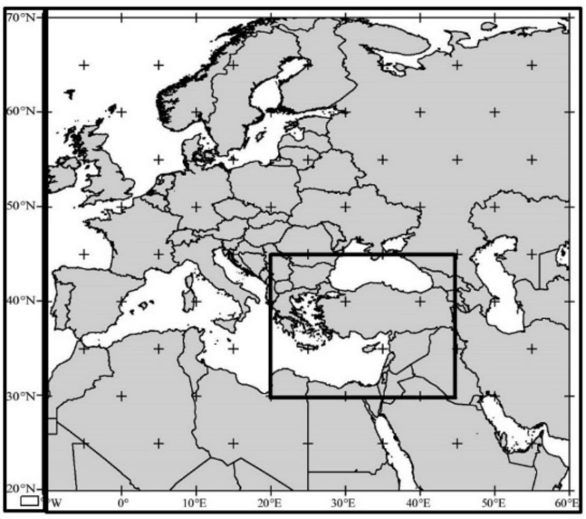


Figure 1 : Fenêtre d'étude (Méditerranée orientale et Proche-Orient = partie encadrée).

1.2. Méthode

Une classification des types de temps perturbés selon la trajectoire du *Jet Stream* subtropical est proposée (Blanchet, 1976 ; Traboulsi, 1981 ; Blanchet, 1993). Les tendances de leurs fréquences ainsi que les éléments climatiques qui leur sont associés (températures et précipitations) sont calculées par régressions linéaires quantifiées, et testées comme significatives au seuil de 0,05 par le test de Kendall (Ktest ≥ |1,96|) (R. Sneyers, 1990).

Dans un deuxième temps, nous avons essayé de chercher le lien statistique entre la fréquence des types de temps perturbés et les éléments climatiques qui leur sont associés (températures et précipitations) d'une part et les paramètres d'altitude d'autre part (températures et hauteurs du géopotentiel 500 hPa) : des corrélations linéaires ont été établies entre ces paramètres d'altitude en points de grille (138 points, sur une fenêtre étendue de 60 W à 60° E en longitude et de 20 à 70°N en latitude). Ces corrélations ont été testées significatives au seuil de 5 % par le test de Bravais-Pearson (r ≥ |0.32|).

2. Les circulations perturbées

Les types de circulations perturbées, générateurs des précipitations, sont liés aux ondulations du flux planétaire, le *Jet-Stream* subtropical, qui induisent des advections d'air polaire continental, et provoquent, au contact des eaux chaudes de la Méditerranée orientale, une cyclogenèse très active. L'invasion froide étant généralement plus marquée en altitude, le gradient thermique entre la basse et la moyenne troposphère est très fort et l'instabilité qui en découle est favorable au déclenchement de processus convectifs dépendant de la masse d'air en jeu, de son origine, de son trajet et de l'orientation du flux planétaire (les perturbations ont des trajectoires surtout méridiennes : nord à nord-ouest) qui est déterminante (Traboulsi, 2004).

Selon l'origine du flux planétaire (cela est déterminé surtout par la position et la configuration des grandes ondes d'altitude), nous distinguons des types de temps de nord direct, de nord indirect (ou nord-ouest), de gouttes froides, d'ouest et de sud-ouest, et de marais barométriques, qui se succèdent habituellement sur la région au cours de la saison pluvieuse.

2.1. Les types du nord (direct et indirect)

Durant ces types de circulation, les masses d'air en provenance des hautes latitudes affectent directement (nord direct) le Proche-Orient après être passées sur la Méditerranée (figure 2). Ces masses d'air d'origine continentale, froides et sèches à l'origine, se réchauffent par la base sur l'étendue maritime tiède, ce qui provoque une forte instabilité (creusement d'une dépression en surface), avec des pluies intenses et de la neige en

montagne. À l'occasion, la neige peut atteindre les régions côtières, comme ce fut le cas durant l'hiver 1992 (Blanchet et Traboulsi, 1993). Nous désignons par type de nord indirect (ou nord-ouest) quand les masses d'air en provenance des hautes latitudes effectuent un parcours plus ou moins long sur l'Europe tempérée avant d'atteindre le Proche-Orient (figure 3).

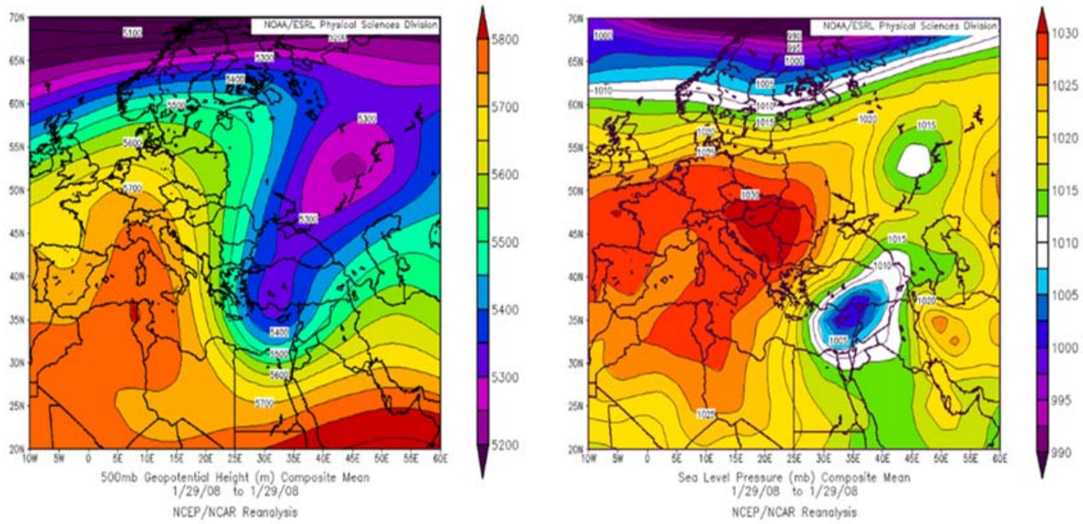


***Figure 2 :** Type de nord direct (exemple du 29 janvier 2008, à gauche en altitude et à droite en surface).*

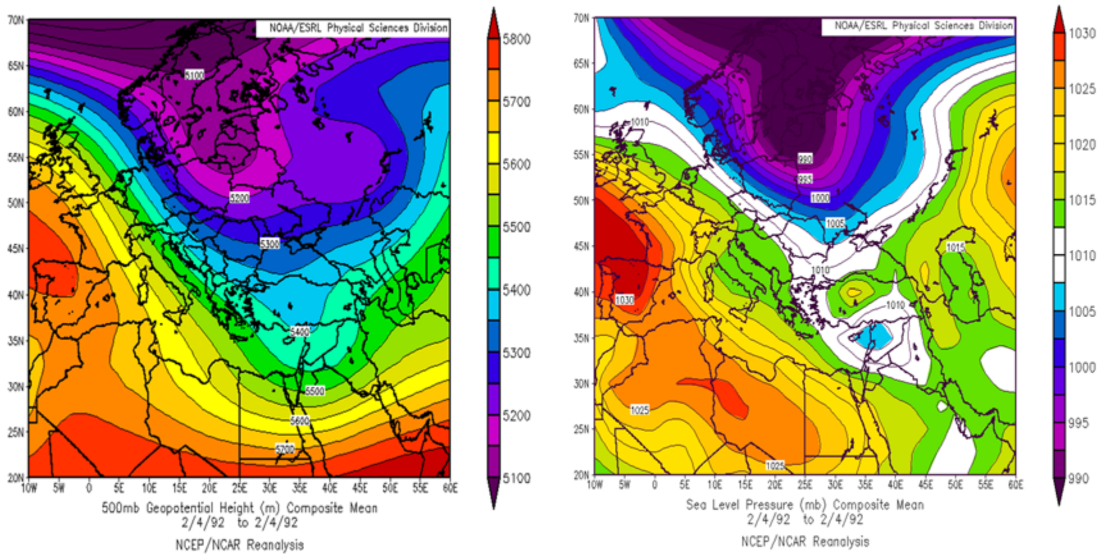


***Figure 3 :** Type de nord indirect (ou nord-ouest) (exemple du 4 février 1992, à gauche en altitude et à droite en surface).*

Ces deux types de temps représentent respectivement 17,3 et 18 jours par an en moyenne (plus de la moitié du total annuel du nombre de jours perturbés, 57.3 %). Les types de nord direct voient tomber à eux seuls 37 % de la moyenne pluviométrique annuelle, alors que ce pourcentage tourne autour de 25,8 % pour les types de nord indirect ; pourtant les deux types connaissent presque la même fréquence annuelle moyenne. Nous estimons que les masses d'air provenant directement du nord induisent un gradient thermique vertical plus fort que lors des types de nord direct.

2.2. Les types de gouttes froides

Une goutte froide est, par définition, une invasion, en altitude, d'air froid polaire ou arctique qui, parvenue à des latitudes plus ou moins méridionales, cesse d'être rattachée à sa source et prend l'aspect d'une goutte (figure 4). Elle prend naissance quand le flux planétaire est lent et dessine une vallée froide au niveau de la Méditerranée orientale dont l'eau est particulièrement chaude. Après un « cut off », une brusque instabilité se déclenche sous la goutte froide, provoquant une cyclogenèse au niveau de la mer ; au-dessus du Proche-Orient, la présence de la goutte froide en altitude augmente l'instabilité.

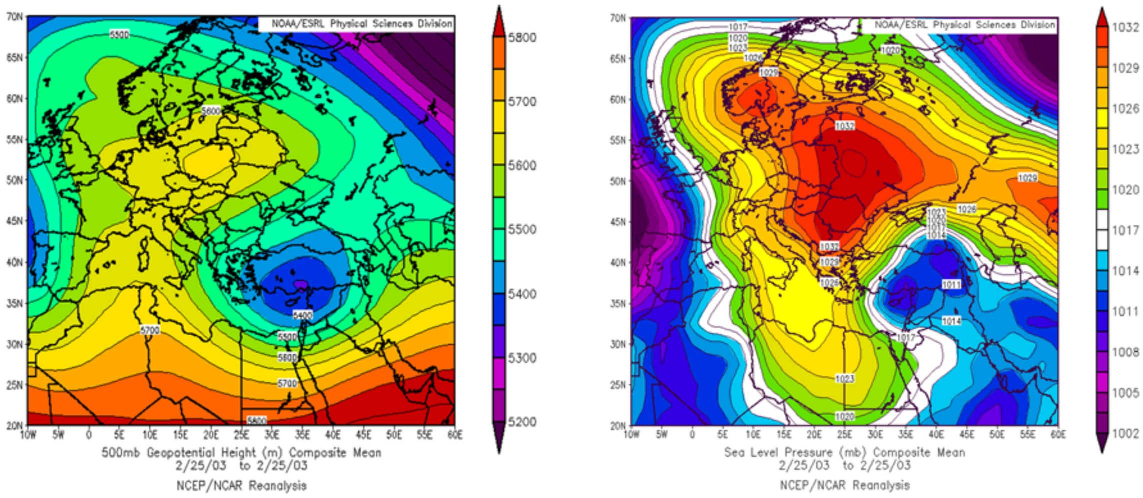


***Figure 4 :** Type de goutte froide (exemple du 25 février 2003, à gauche en altitude, à droite en surface).*

Ce type est moins fréquent que les types de nord, direct ou indirect. Sa fréquence moyenne annuelle se tient autour de 12,4 jours, soit 20,3 % du total des jours perturbés et totalise 23,8 % des précipitations moyennes annuelles.

Les trois types cités ci-dessus connaissent un maximum hivernal, que ce soit pour le nombre de jours perturbés ou pour les quantités précipitées. Si on regarde de près la distribution saisonnière, on remarque une suprématie des totaux pluviométriques printaniers par gouttes froides. Ils représentent 38,1 % du total de cette saison (26,3 % du total de l'automne et 18,3 % du total de l'hiver) contre 30,4 et 20,6 % respectivement pour les types nord-direct et nord-ouest, sachant que le nombre de jours de gouttes froides est le plus élevé durant cette saison (30 % des jours perturbés printaniers, contre 23,4 et 24,6 % respectivement pour les deux autres types).

2.3. Les types d'ouest

Le flux planétaire est zonal sur la Méditerranée. Les perturbations qui affectent le Proche-Orient peuvent être d'origine atlantique ou bien se former sur la Méditerranée occidentale ou centrale. La fréquence de ces types n'est pas très élevée par rapport aux types précédents : elle est de 10,4 jours en moyenne soit 17 % du nombre total des jours perturbés et 11,1 % du total annuel des précipitations. Leur fréquence est proche de celle

des gouttes froides mais les précipitations qu'ils engendrent sont plus faibles parce que, quand le flux est zonal, les échanges méridiens des masses d'air sont presque inexistants et le gradient thermique vertical entre les basses et les hautes couches de la troposphère est faible.

2.4. Les types de sud-ouest et les marais barométriques

Lors des types de temps de sud-ouest, le flux planétaire atteint le Proche-Orient après avoir circulé sur des basses latitudes (le Sahara par exemple). La fréquence moyenne annuelle du nombre de jours de ce type est de 3,1 jours (soit 5,1 % du total des jours perturbés) et n'entrent que pour 2,3 % dans le total pluviométrique annuel moyen. Le passage des masses d'air au-dessus de l'Afrique, avant d'atteindre le Proche-Orient, les rend plus chaudes, et le gradient thermique vertical n'est pas assez fort pour créer une forte cyclogenèse comme c'est le cas lors des types de nord (nord-direct, nord-ouest et gouttes froides).

Les types de marais barométriques correspondent à un champ de pression uniforme en surface sur le Proche-Orient, alors qu'en altitude, le flux planétaire est lent, matérialisé par des isohypses espacées ; le gradient thermique zonal est donc très faible. Ils sont les moins fréquents, soit 0,2 jours en moyenne (0,3 % du total des jours perturbés). Les précipitations moyennes annuelles engendrées par ces types ne représentent que 1,7 % de la moyenne annuelle.

3. Tendance des circulations perturbées[1]

3.1. Tendance du nombre de jours par type de temps

L'examen des tendances annuelles du nombre de jours des circulations perturbées montre une tendance générale à la baisse (sauf pour les types nord-direct qui ne présentent aucune tendance) mais qui n'est significative au seuil de 5 %, selon le test Mann Kendall, pour les types de sud-ouest.

A l'échelle saisonnière, tous les types de temps présentent une tendance à la baisse durant les deux saisons d'hiver et de printemps. Cette tendance est significative au printemps pour les gouttes froides et les types d'ouest (respectivement ktest = -3,0992 et -2,237) (figure 5). En automne, les nombres de jours des gouttes froides et des types de nord-direct ne présentent aucune tendance, alors que la tendance à la baisse est significative pour les types de nord-ouest et d'ouest (respectivement Ktest= 2,31 et 2,38). La tendance à la baisse est généralisée en hiver mais elle n'est pas significative.

[1] Nous présentons ici les quatre types, nord-direct, nord-indirect (ou nord-ouest), gouttes froides et ouest.

3.2. Tendance des totaux pluviométriques par types de temps

A l'échelle annuelle, la tendance des précipitations change d'un type de temps à l'autre. Les précipitations par types de gouttes froides ne présentent aucune tendance, alors qu'elles tendent à la baisse pour les types de nord-direct et de nord-ouest. Par contre, les précipitations par types d'ouest tendent à l'augmentation, mais, dans tous les cas de figure, cette tendance n'est pas significative. À l'échelle saisonnière, la situation est différente ; la tendance à la baisse est seulement significative pour les types de nord-ouest en automne et de gouttes froides au printemps (respectivement Ktest = -2,703 et -2,004). Cette tendance à la baisse va de pair avec le nombre de jours de ces deux types de temps (figure 5). Aucune tendance significative n'est signalée pour les autres types à la hausse (pour les gouttes froides en automne, les types d'ouest en hiver) ou à la baisse (nord-direct, nord-ouest et ouest au printemps).

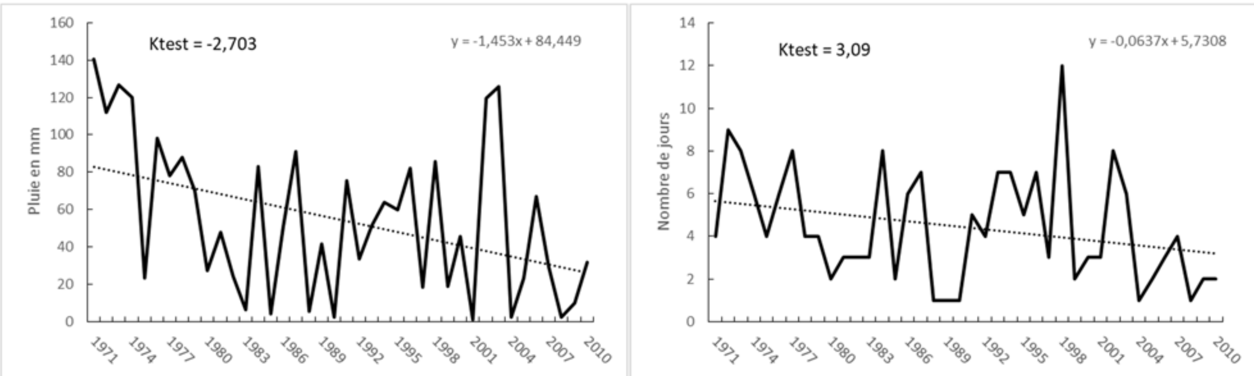


***Figure 5 :** Évolution annuelle des types de gouttes froides au printemps (précipitations à gauche et nombre de jours à droite) (1970-71/2009-10).*

3.3. Tendance des températures maximales et minimales par types de temps

L'examen des tendances de températures maximales et minimales par types de temps montre un réchauffement annuel général et particulièrement pour les températures minimales et pour tous les types de temps. La tendance à la hausse est significative seulement pour les températures maximales printanières par types de nord-direct (Ktest = 2,145) (fig. 6). En revanche cette tendance à la hausse est plus nette pour les températures minimales : elle est significative à l'échelle de l'année pour les types de gouttes froides, de nord-direct et d'ouest (respectivement Ktest = 2,330, 2,097 et 2,493). Ce réchauffement est également significatif en automne pour les types de nord-direct et de nord-ouest (respectivement Ktest = 2,09 et 2,35), en hiver seulement pour les types d'ouest (Ktest = 1,96) et au printemps pour les types de nord-direct (Ktest = 3,053) (figure 6).

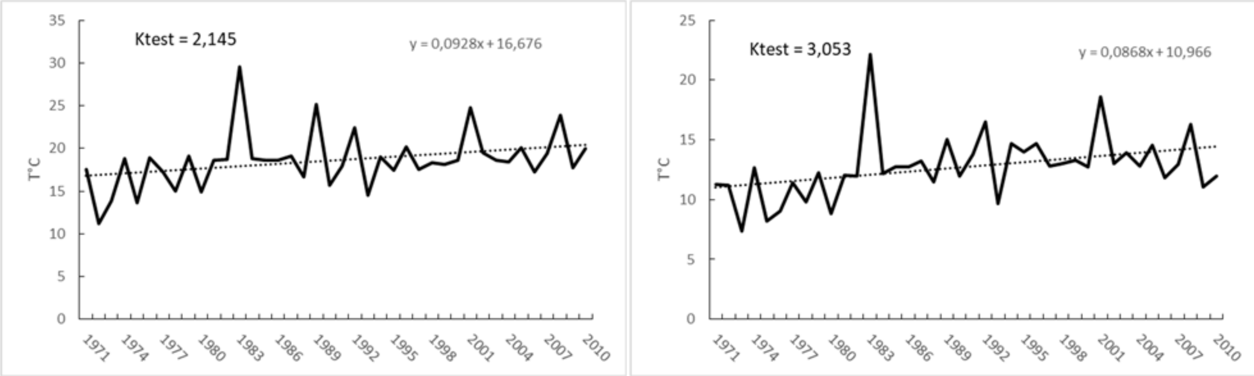


Figure 6 : *Évolution des températures printanières maximales (à gauche) et minimales (à droite) par types de nord-direct (1970)71/2009-10).*

Quoi qu'il en soit, ce réchauffement affaiblit le gradient thermique vertical au-dessus de la Méditerranée orientale et diminue la possibilité de cyclogenèse, ce qui a pour résultat une baisse des totaux pluviométriques.

4. Relation entre les paramètres d'altitude et les précipitations à tendance significative

Les études antérieures ont montré une évolution de la circulation atmosphérique au-dessus de la région proche-orientale vers des conditions anticycloniques corrélées avec la baisse des précipitations et l'augmentation des températures de surface et statistiquement significatives. Cette évolution est matérialisée par une tendance à la hausse significative statistiquement des hauteurs et des températures du géopotentiel 500 hPa notamment à l'échelle saisonnière pour toutes les saisons (sauf l'hiver pour les températures) (Traboulsi, 2015 et 2016). L'étude des corrélations entre les éléments climatiques par types de temps (à tendance significative) et les paramètres d'altitude en points de grille nous donne quelques éléments d'explication de la baisse des précipitations. A savoir, ce sont seulement les pluies printanières par types de gouttes froides et automnales par types de nord-ouest qui présentent une tendance significative à la baisse.

Le calcul des corrélations entre les précipitations printanières par types de gouttes froides, et automnale par types de nord-ouest et les hauteurs du géopotentiel 500 hPa en points de grille (138 points) montrent une conformité avec la circulation atmosphérique régionale (Traboulsi, 2004 ; Norrant *et al.*, 2005 ; Norrant, 2013). Mais ces corrélations ne sont pas très fortes (20 % de variance commune), elles sont matérialisées par un pôle négatif sur la Méditerranée orientale et les pays avoisinants (figure 7).

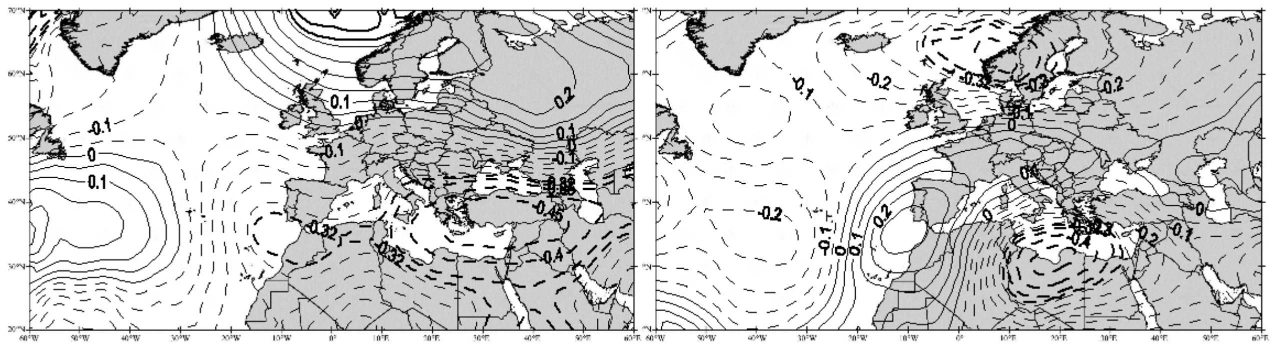


Figure 7 : *Corrélations entre les hauteurs du géopotentiel 500 hPa et les précipitations printanières lors des gouttes froides (à gauche) et automnales lors des types de nord-ouest (à droite) à Beyrouth-AIB pour la période 1970-71/2009-10. Lignes continues : corrélation positive ; lignes discontinues : corrélation négative ; les valeurs significatives sont en gras.*

Les corrélations entre les précipitations et les températures du géopotentiel 500 hPa sont faibles, matérialisées par un pôle négatif sur la Grèce et l'Italie (r = 0,35) pour les types de gouttes froides et l'est de la Méditerranée orientale pour les types de nord-ouest (r = 0,32) (non illustré).

Les corrélations avec le nombre de jours présentant une tendance à la baisse significative (au printemps pour les types de gouttes froides et en automne pour les types de nord-ouest), sont plutôt identiques à celles entre les hauteurs du géopotentiel et les précipitations, que ce soit pour les types de gouttes froides ou pour les types de nord-ouest (non illustré).

L'examen du lien entre la hausse des températures minimales par types de temps (significatives seulement en automne pour les types nord-ouest) et les paramètres d'altitude montre un pôle positif sur la région proche-orientale, mais la corrélation est plus forte avec les hauteurs du géopotentiel 500hPa qu'avec ses températures (figure 8). Ces faibles corrélations, particulièrement avec les températures, nous laissent penser à l'intervention d'autres paramètres tels que les conditions locales.

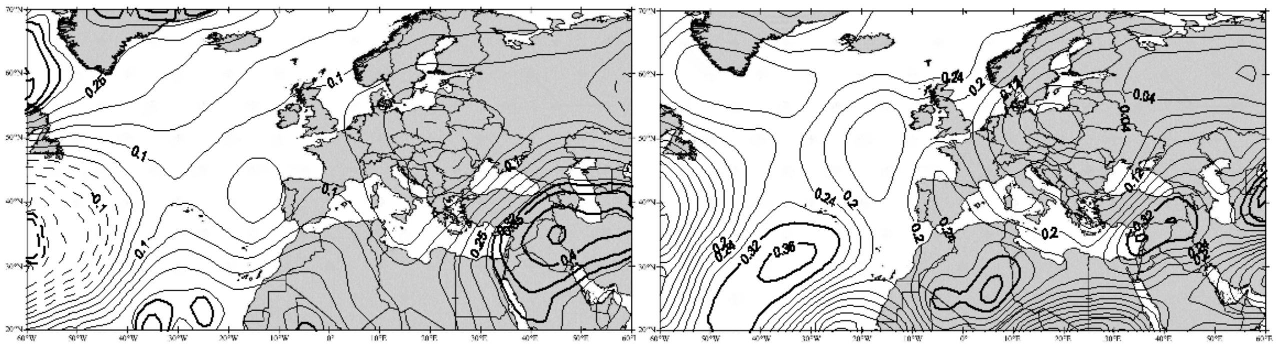


Figure 8 : *Corrélations entre les températures minimales et les paramètres d'altitude (hauteurs à gauche et températures à droite) en automne pour les types de nord-ouest à Beyrouth-AIB pour la période 1970-71/2009-10. Même légende que pour la figure 7.*

Conclusion

L'étude de l'évolution des types de temps perturbés au Liban a montré une tendance générale à la baisse du nombre de jours de ces types ainsi que des précipitations qu'ils engendrent, durant la période 1970-71/2009-10, mais cette tendance n'est pas significative statistiquement à l'échelle annuelle. A l'échelle saisonnière, la tendance change d'un type de temps à l'autre. En général la tendance à la baisse est significative en automne et au printemps respectivement pour les types de nord-ouest et de gouttes froides, que ce soit pour le nombre de jours ou pour les totaux pluviométriques. Le résultat est mitigé pour l'hiver mais la tendance n'est pas significative. Rappelons que ce résultat corrobore d'autres travaux (Traboulsi, 2012) qui ont montré un raccourcissement de la durée de la saison pluvieuse au Proche-Orient, dû à la tendance à la baisse des précipitations printanières. Les températures associées aux types de temps perturbés montrent un réchauffement général, avec une tendance significative à la hausse pour les températures minimales.

Malgré les faibles corrélations entre les éléments climatiques par types de temps et les paramètres d'altitude, le résultat reste conforme aux mécanismes de la circulation atmosphérique régionale. Ce résultat non satisfaisant (faible covariance) serait dû aux différences d'échelles utilisées : nous avons adopté l'échelle quotidienne pour les températures et les précipitations et l'échelle mensuelle pour les paramètres d'altitude. Il nous laisse nous interroger sur l'intervention d'autres facteurs tels que les conditions locales, les températures de l'eau de surface de la mer et l'origine de la masse d'air dont la trajectoire varie d'un jour à l'autre pour la même saison et pour le même type de temps.

Références bibliographiques

Blanchet G., 1976 : *Le temps au Liban, approche d'une climatologie synoptique*. Thèse de 3e cycle, Lyon. T. 1 : 477 p. (texte et tabl.), T. II : (Atlas).

Blanchet G., 1993 : Circulation atmosphérique et précipitations au Liban. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie* 6 : 325-332.

Blanchet G. et Traboulsi M., 1993 : Froid, pluie, neige et tempête au Proche-Orient durant l'hiver 1991-92. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie* 6 : 433-441.

Norrant C. et Douguédroit A., 2005 : Diminution significative des précipitations en Grèce et modifications de la circulation atmosphérique : le cas de janvier de 1951 à 2000. *Actes du 18ème colloque de l'AIC, « Climat urbain, ville et architecture »*, Gênes, 7-11 sept. 2005, 169-172.

Norrant C., 2013 : Relation entre les températures d'altitude et la diminution des précipitations régionales dans le bassin méditerranéen (1950-2000). *Hannon*, revue de géographie libanaise, 26 : 40-60.

Sneyers R., 1990 : *On the statistical analysis of series of observation*. WMO, Technical Note n° 143, Genève.

Traboulsi M., 1981 : *Le climat de la Syrie : exemple d'une dégradation vers l'aride du climat méditerranéen*. Thèse de 3e cycle, Université Lyon II, 477 p.

Traboulsi M., 2004 : *Les précipitations au Proche-Orient, variabilité spatio-temporelle et relations avec la dynamique de l'atmosphère (1960-61/1989-90).* Atelier National de reproduction des thèses. Lille, 233 p.

Traboulsi M. et Ben Boubaker H., 2012 : Fortes chaleurs et circulation atmosphérique associée autour de la Méditerranée orientale : cas du littoral tunisien et syro-libanais. *Territoire en mouvement n°14 et 15. Inégalités et iniquités face aux changements climatiques*, 106-118 p.

Traboulsi M., 2012 : La saison pluvieuse au Proche-Orient : une tendance au raccourcissement. *Climatologie*, revue de l'Association Internationale de Climatologie, vol. 9, 9-29.

Traboulsi M., 2014 : Les fortes chaleurs au Proche-Orient et leurs relations avec la circulation atmosphérique régionale. Etude des tendances, indicatrices des changements climatiques. *Hannon*, revue de Géographie Libanaise, 27 : 48-83.

Traboulsi M., 2016 : Modification de la circulation atmosphérique au-dessus du Proche-Orient. *ArchéOrient - Le Blog*, 30 septembre 2016, **[En ligne] http://archeorient.hypotheses.org/6627.**

Traboulsi M., 2016 : Évolution des précipitations au Proche-Orient. Relation avec les paramètres d'altitude (hauteurs et températures et géopotentiel 500 hPa). *Actes du XXIXème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Besançon, 375-380.

Traboulsi M. et *al*., 2017 : Évolution des températures au Proche-Orient. Relation avec les paramètres d'altitude (températures et hauteurs du géopotentiel 500 hPa). *Actes du XXIXème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Sfax, 235-240.

Severe Weather Conditions Associated to a Mesoscale Convective System on the 17th of September 2017, in Northwestern half of Romania

Tudose T. **[1]**

(1) Babeş-Bolyai University, Faculty of Geography, Cluj-Napoca, România [ttraiant@gmail.com]

Abstract *– Severe weather conditions associated to a Mesoscale Convective System on the 17th of September 2017, in northwestern half of Romania. The paper presents the high wind recorded in the northwestern half of Romania determined by a Mesoscale Convective System (MCS), as well as the synoptic and mesoscal conditions in which it evolved. The MCS developed in an warm environment, associated to positive vorticity advection in conection with the upp stream of the polar jet. A supercell has developed on the leading part of MCS, which caused wind intensities of over 30 m / s, as well as the most intense damages.*

Keywords: Mesoscale Convective System, Gust, Bow echo, Northwestern Romania.

Introduction

Severe weather that generates flash floods, storms, hail and lightening is most often associated to Mesoscale Convective Systems (MCSs). The spatial extension of MCSs is more limited than the synoptic one but the phenomena generated may sometimes have greater negative effects. MCSs are represented by squall lines, bow echoes and Mesoscale Convective Complexes (MCC) (Markowski and Richardson, 2010). Their genesis is related to moderate or intense vertical wind shear, the existence of a wet environment and a forcing mechanism (Doswell et al, 1996). Most often they determine wind gusts (storms), hail and sometimes flash floods. Bow echoes usually have cyclonic and anticyclonic vortexes at both ends, the northern one (cyclonic) being more developed, and a series of mesovortices generating wind gusts (Atkins el al, 2005).

The present analysis refers to the severe weather conditions that took place in the northwestern half of Romania on 17th of September 2017, associated to a MCS, developed in the warm air mass, ahead the passage of a cold front. The development of phenomena was impressing because of the date of the year it occurred (beginning of autumn) and the high wind gusts recorded at the surface.

1. Research

The weather conditions recorded at the surface were analyzed using data from the Synoptic telegrams, transmitted by meteorological stations and Metar type messages transmitted by the airports from Bosnia-Herzegovina, Serbia, Hungary, Romania, and Ukraine (http://www.meteomanz.com, https: //rp5.ru). For the synoptic and mesoscale analysis, the following types of maps have been used: the distribution of sea level pressure, the temperature and geopotential at 1000, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 500, 400, 300 hPa (http://www1.wetter3.de/Archiv, http://www.eumetrain.org) the vorticity advection and isotachs at 500 and 300 hPa (http://www.eumetrain.org), isotachs at 1000, 925, 850 and 700 hPa (https://www.esrl.noaa.gov). Also atmospheric sounding data from Belgrade (Serbia), Szeged (Hungary), Bucharest (Romania), Lviv and Chernivtsi (Ukraine) (http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html), VIS and IR satellite images (http://www.eumetrain.org, https://en.sat24.com/en), radar images of storm evolution (http://www.meteoromania.ro/anm2/radarg/ index.radar.php) and information of the effects recorded at the surface have been analyzed (https://www.igsu.ro/media/ comunicate/ IGSU_bilant_furtuni.pdf).

2. Results

2.1. Synoptic conditions

On the 17th of September 2017 the south-east part of Europe has been affected by the passage of a cold front associated to a Mediterranean depression. The Mediterranean cyclone forms on 14.09.2017 in the Genoese Bay, as a result of the cold air advection produced by the Azores High, extended to the west of the British Islands, and the existence of a tropical air mass in the eastern part of the Mediterranean Sea. On 15th of September, at 18 GMT, the cyclone is located in the north part of the Adriatic Sea as a result of the gradual movement of the atmospheric trough to the east part of the continent, and it deepens because of the growing thermal gradient between cold air advection of the atmospheric trough and warm air from Eastern Europe. On the 17th of September the depression crosses south-east part of the Pannonian Basin reaching the Beskid Mountains along the classical trajectory 1 (Ion-Bordei, Ecaterina, 1983). It must be noted that from the genesis of the cyclone until it passed Beskid Mountains the pressure did not registered values under 1000 hPa, as well as the wide extension of the cyclone at the surface and the presence of a low pressure system at 500 hPa that facilitated cold advection (Figure 1a).

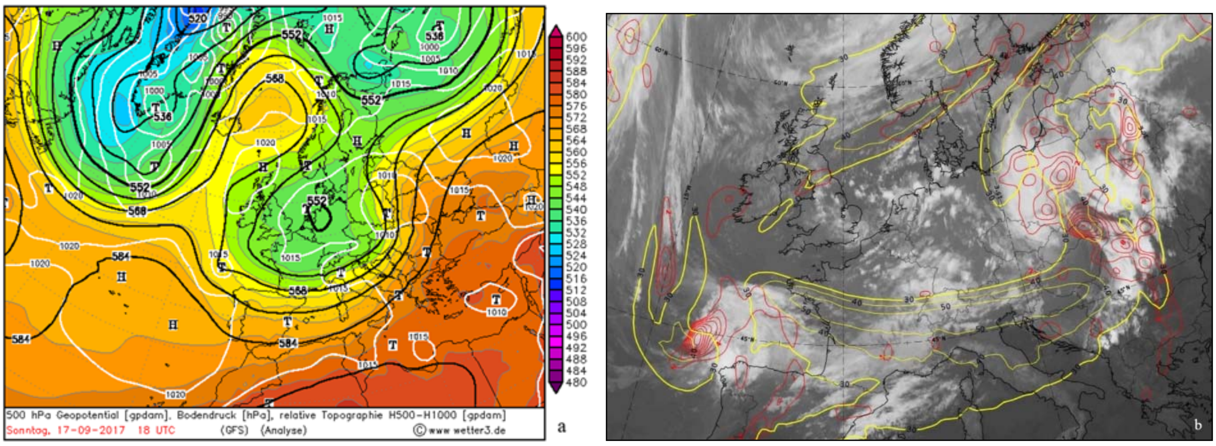


Figure 1: *a) Distribution of the sea level pressure (hPa), the geopotential at 500 hPa (gpdam) and relative topography 500-1000 hPa (gpdam) (source: http://www1.wetter3.de/ Archiv /); b) IR image 10.8 (gray), vorticity advection (red), isotachs (yellow, m/s) at 300 hPa (source: http://www.eumetrain.org/), on 17.09.2017, 18 GMT.*

The favorable condition of the evolution of the cyclone was the high vertical thermal gradient generated by the warm air advection just in front of the cold front and daytime heating. The positive vorticity advection at 500 hPa and 300 hPa records the highest values at 12 GMT over Hungary and indicates the deepening of the cyclone and its rotation. At 300 hPa at 12.00 GMT, a positive vorticity advection area associated to the presence of the cold front can be found in the west part of Romania and it extends at 18 GMT to the entire northern half part of the country and central part of Wallachia. A well-defined nucleus of positive vorticity advection was present in the northwest part of Romania associated to the tropospheric jet stream (Figure 1b). Its presence indicated the existence of a rotating mesoscale structure developed in front of the cold front.

2.2. *Mesoscale conditions*

On 17th of September, at 06 GMT, the Mediterranean cyclone is located in the north part of the Adriatic Sea; at 12 GMT it reaches central part of Hungary (1009 hPa at the center), and at 18 GMT, is over south-west part of Ukraine, its evolution over the Pannonia Basin being fast. In the lower troposphere, in the warm sector of the depression, a warm air advection is recorded until 12 GMT, more pronounced in the 850-1000 hPa layer (up to 6°C/ 6 hours at 850 hPa in the northwest of Romania), while in the medium and high troposphere a cold air advection that intensifies throughout the day is present, starting at 06 GMT. At 12 GMT, at 925 hPa, the air temperature recorded were up to 20°C in the west part of Romania and 25°C in the southeast, and at 850 hPa, the temperatures were of 15°C in the west of the country, respectively 21°C in the southeast of Romania. For the 500 hPa level, the highest temperatures were recorded at 06 GMT, ranging from -12°C in the west of the country, respectively -9.5°C in the South-East; at 18 GMT the recorded temperature decreased to -16°C in the west, respectively -10°C in the south-east of Romania. At 18

GMT, the entire tropospheric column is affected by negative thermal advection, the lowest values being recorded in the lower troposphere (up to -18°C/ 6 hours at 850 hPa).

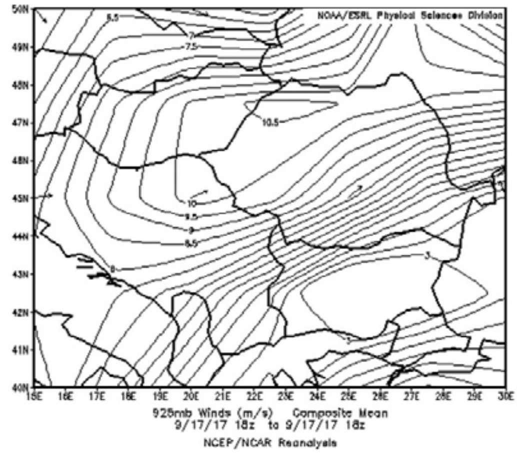


Figure 2: *Wind velocity (m/s) at 925 hPa level, on 17.09.2017, 18 GMT (source: https://www.esrl.noaa.gov)*

Wind speed increased in the western half of the country, with the highest values in the afternoon (12-18 GMT), ranging between 5-6 m/s at 1000 hPa to 25-31 m/s at 500 hPa. Near the surface (925 hPa) high average wind speed were registered, indicating the presence of a low-level jet (Figure 2).

Vertical distribution of relative humidity revealed the existence of a dry air up to 700 hPa, the values recorded being constantly below 60%. Near the surface (1000, 950 hPa), the relative humidity was between 40 and 60%, during the night and the afternoon of the analyzed day (Figure 3 a, and 3 b).

The atmospheric soundings from Belgrade, Bucharest, Lviv and Chernivtsi for 17th of September indicated low values of relative humidity from the surface up to 600 hPa layer, gradually increasing from 20 to 25% at the surface to over 90% at 4000 m. This feature explains the low values of the atmospheric stability indices predicted by the numerical models and intense heating during the day. The maximum temperatures recorded in the north-western half of Romania ranged between 25.4°C and 32.4°C, while the temperatures recorded prior the occurrence of MCS, were between 22.2°C and 31.7°C. For almost 60% of the meteorological stations affected by the wind gusts during that day, the air temperature difference between the maximum value of the day and the one registered during the wind gusts was less than 2°C, and for 25% of the weather stations, the temperature difference was between 2°C and 5°C. A similar situation was recorded in Serbia, where the maximum temperatures were between 25.2°C and 36.8°C and those recorded at the time of the storm, between 24.2 and 36.0°C ; the difference between the maximum temperature of the day and the one recorded at the beginning of the storm was under 2°C in 88% of the situations. According to Gilmore and Wicker (1998), the low relative humidity in the lower troposphere increases the evaporation cooling and the intensity of the downdraft, while the numerical simulations indicate that it maintains or even reduces the intensity of the descending current (James et al 2006), and the amount of precipitation.

Some other features resulting from the analyses of the atmospheric sounding revealed the low values of the atmospheric stability indices (positive values of LI, CAPE close to zero J / kg, etc.) and the presence of a low level jet around the 925 hPa surface.

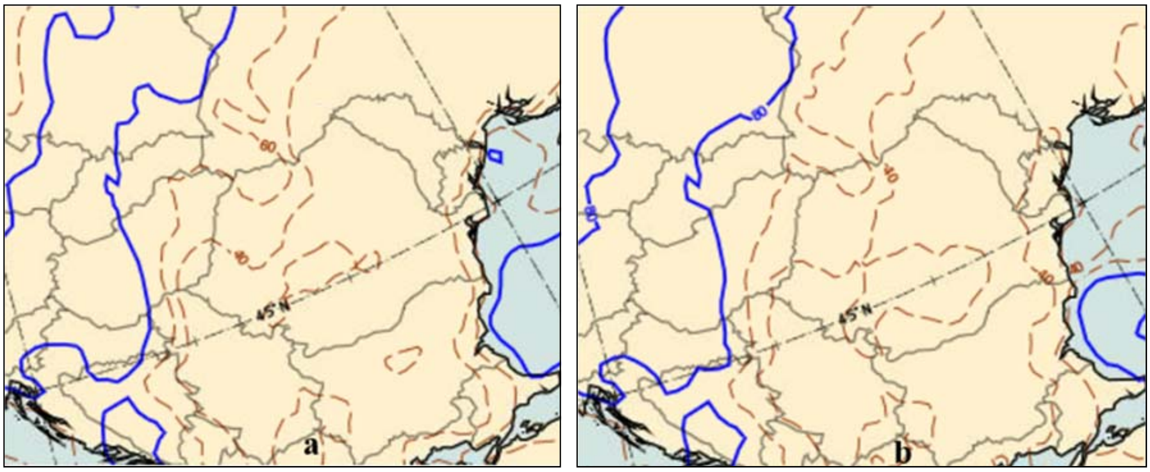


Figure 3: *Relative humidity (%) at 1000 hPa level (a), and 950 hPa level (b), on 17.09.2017, 12 GMT (source: http://www.eumetrain.org/).*

The analysis of the synoptic and mesoscale features indicates the genesis of a bow echo over the territory of Serbia, its evolution along a north-east trajectory and intensification over the north-west half of Romania, due to the existence of warm air mass. Radar images show the bow echo structure with high reflectivity (converted into amount of precipitation), as well as its intense development on the northern side (cyclonic), corresponding to a supercell (Figure 4 a-e), within the area where positive vorticity advection is located (Figure 1b). The hodograph analysis based on Belgrade, Bucharest and Szeged soundings from 17th of September, 12 GMT, indicates vertical wind shear in the 0-6 km layer, up to 43 m/s at Szeged, 39 m/s at Belgrade, respectively 16.7 m/s at Bucharest; the wind shear in the 0-3 km layer is up to 27 m/s at Belgrade and 24 m/s at Bucharest and Szeged. Typically, the triggering conditions of MCSs are high wind shear, over 20 m/s in the 0-6 km layer and over 20 m/s in the 0-3 km layer (Markowski and Richardson, 2010).

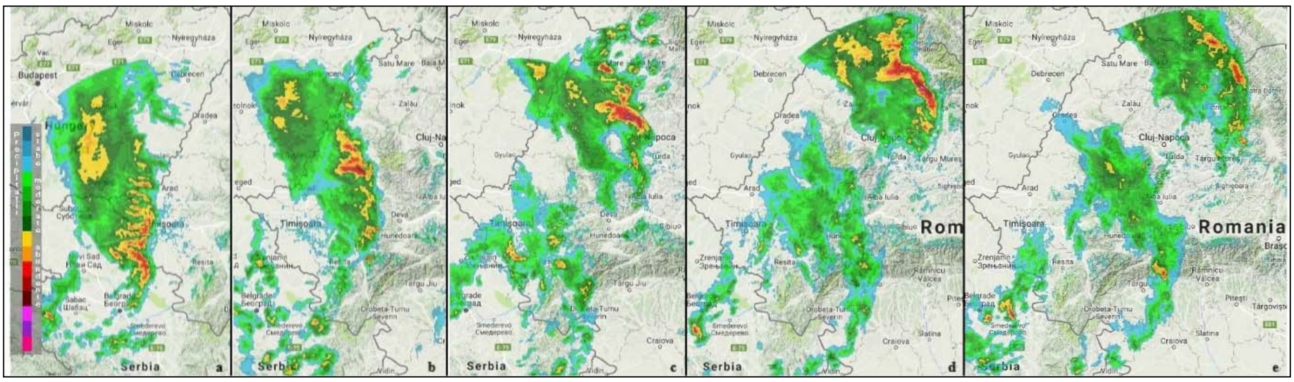


Figure 4: *The evolution of the storm on 17.09.2017 over the northwest half of Romania : a - 12.31 GMT, b - 13.41 GMT, c - 14.41 GMT, d - 15.31 GMT, e - 16.01 GMT. (Source: http://www.meteoromania.ro/anm2/radarg/index.radar.php).*

The recorded rainfall amount was generally under 10 mm, but along the trajectory of the cyclonic vortex (the contact between the West Plain of Romania and the Apuseni Mountains, the northwestern part of the Someşan Plateau, Oaş and Gutâi Mountains), the precipitations exceeded locally 15 mm, and in some points even 40 mm;

2.3. Effects on the surface

Around 12 GMT, as the convective system reaches Romania it intensifies due to favorable conditions, reaching to the stage of bow echo. As a result, and under the influence of the orographic conditions, wind gusts registered the maximum value of 35 m/s (136 km/h) at Ştei (Bihor County).

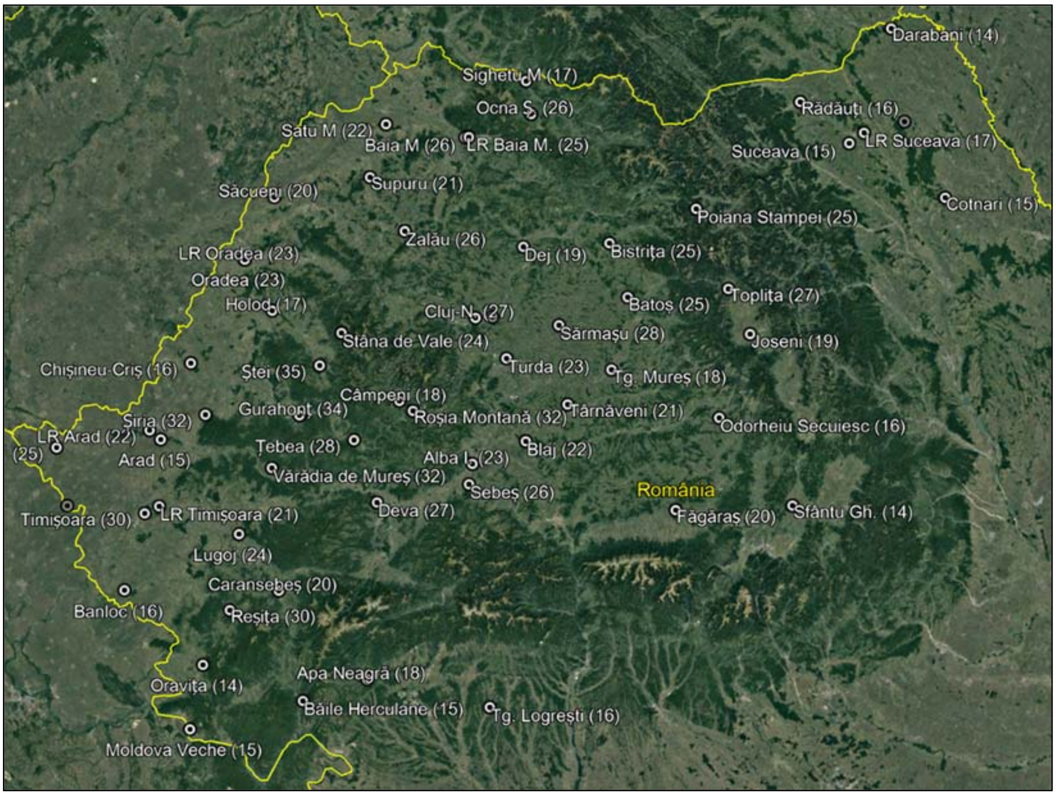


Figure 5: *Maximum wind gust (m/s) recorded at the passage of the MCS in the northwestern half of Romania (source: processed using data by www.meteomanz.com)*

The spatial distribution of wind gusts' recorded showed that the highest values (over 30 m/s) were associated to the northern vortex of the storm, while gusts of 20 m/s to 30 m/s were recorded in the area of high reflectivity corresponding to the arch section of the echo (Figure 5). At the same time, the lowest wind gusts (less than 20 m/s) were registered on the southern flank of the convective system. By comparison, the maximum wind gusts recorded on the storm trajectory outside the Romanian territory were up to 21 m/s at Tuzla Airport (Bosnia-Herzegovina), 27 m/s at Novi Sad (Serbia), 19 m/s at Bekescsaba (Hungary), and 24 m/s at Ternopil (Ukraine).

Due to the effects of wind gusts of the storm in Romania, 8 deceased people were recorded and 137 injured by to objects and trees torn off; 137 building roofs were destroyed, 290 trees were torn off and 35 cars were damaged. The most affected counties were: Timiş, Arad, Alba, Bihor (https://www.igsu.ro/media/comunicate/IGSU_bilant_furtuni.pdf).

Conclusions

The severe weather recorded on September 17th 2017, associated to a MCS, produced by the advance of a cold front, generated wind gusts of high values corresponding to the development of the supercell vortex. High wind speeds were possible due to intense daytime heating (air temperatures up to 32°C), warm advection, presence of a tropospheric jet, and dry air near the surface. The spatial manifestation of the convective system was somehow underestimated due to the low values of the atmospheric stability indices.

References

Atkins, N. T., Bouchard, C. S., Przybylinski, R. W., Trapp, R. J., Schmocker, G., 2005: Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2275–2296.

Ion-Bordei, Ecaterina, 1983: *Rolul lanţului Alpino-Carpatic în evoluţia ciclonilor mediteraneeni*. Editura Academiei RSR. Bucureşti, 136 p.

Doswell, C. A., III, Brooks, H. E., Maddox, R. A., 1996: Flash flood forecasting : An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560–581.

Gilmore, M. S., Wicker, L. J., 1998: The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 943–958.

James, R. P., Markowski, P. M., Fritsch, J. M., 2006: Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool strength. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 950–964.

Markowski, P., Richardson, Y., 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, Southern Gate, Ghichester, West Succex, UK, 407 p.

https://en.sat24.com/en

https://rp5.ru

http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

http://www.eumetrain.org

https://www.esrl.noaa.gov

https://www.igsu.ro/media/comunicate/IGSU_bilant_furtuni.pdf

http://www.meteomanz.com

http://www.meteoromania.ro/anm2/radarg/index.radar.php

http://www1.wetter3.de/Archiv

Processus de pente, changement climatique et risques naturels dans la vallée Tasiapik, Nunavik, Canada

Veilleux S. ***(1), Decaulne A.*** ***(2, 4), Bhiry N.*** ***(3, 4)***

(1) Département de Géographe, Université Laval, Québec, Canada [samuel.veilleux.4@ulaval.ca]
(2) CNRS Laboratoire LETG-Nantes, Nantes, France [armelle.decaulne@univ-nantes.fr]
(3) Centre d'études nordiques & Département de Géographe, Université Laval, Québec, Canada [najat.bhiry@cen.ulaval.ca]
(4) LabEx DRIIHM – Dispositif de Recherche Interdisciplinaire sur les Interactions Hommes-Milieux

Résumé *– Des relevés topographiques, granulométriques, pétrographiques et de couverture végétale ont été réalisés sur un talus d'éboulis situé au front des cuestas de la baie d'Hudson près d'Umiujaq, au Nunavik, afin de caractériser et d'estimer l'ampleur et la récurrence des mouvements gravitaires. Deux types d'éboulis ont été observés : (i) ceux formés par les petits fragments de roche sédimentaire et (ii) ceux formés par les fragments grossiers issus des chutes de blocs de basalte. Dans le premier cas, les débris anguleux se détachent de la paroi puis forment un talus d'accumulation directement au pied de la paroi rocheuse ; alors que dans le deuxième cas, les blocs et mégablocs se détachent de la couche de basalte sommitale et parviennent généralement jusqu'au bas du talus, et le dépassent même parfois, atteignant des secteurs extra distaux. Ces processus de recul de paroi rocheuse ont eu lieu probablement dès le retrait de la Mer de Tyrrell, formée durant la phase de déglaciation de la dernière période glaciaire, 7600 BP. L'analyse de la couverture végétale sur les dépôts indique que l'activité actuelle est moindre qu'auparavant. Néanmoins, le risque de chute de gros blocs demeure présent puisque le démantèlement de la corniche de basalte est un processus continuel, comme le démontrent les recherches en cours. Ce processus gravitaire représente une menace pour la sécurité des personnes (locaux et touristes) utilisant l'unique route reliant Umiujaq au Lac Tasiujaq, franchissant la vallée Tasiapik.*

Mots-clés : Éboulis, Eboulement, Versants, Cuesta, Risque naturel, Nunavik.

Abstract – Slope processes, climate change and natural hazard in Tasiapik Valley, Nunavik, Canada. *Topographic, granulometric, petrographic and vegetation surveys on a talus slope located at the front of the Hudson bay cuestas near Umiujaq, Nunavik, have been carried out to characterize and estimate the recurrence and extent of slope movements. Two main processes have been highlighted : sedimentary rock debris falls and basalt blocks collapse. In the first case, angular debris detach from the escarpment and fall onto the talus at the base of the rock wall ; in the second case, large blocks from the top of the rockface are transported over longer distances, reaching the base of the talus and the most distal areas. Slope processes are active since the retreat of Tyrrell Sea, following the last deglaciation, 7600 BP. Analysis of the vegetation covering the slope deposits indicates that rock falls event are rarer than before. Nevertheless, risk of large boulders falling remains high at present time, as the dismantling of the cornice is an ongoing process that threatens the safety of people (locals and tourists) using the unique road connecting Umiujaq to Lake Tasiujaq through Tasiapik valley.*

Keywords : Rockfalls, Slopes, Cuesta, Natural hazard, Nunavik.

Introduction

La côte est de la baie d'Hudson, au Nunavik, est caractérisée par un relief de cuesta où se dresse une série d'escarpements rocheux. Le front des cuestas expose une séquence volcano-sédimentaire formée lors du paléoprotérozoïque, soit entre -2,5 et -1,6 Ga,

constituée d'un empilement de strates de roches sédimentaires (calcaire, dolomie, grès et arénite quartzitique) coiffée dans sa partie sommitale par du basalte (Stockwell et al., 1979 ; Chandler et Schwarz, 1980 ; Chandler, 1988). Dans la vallée Tasiapik (56°32' N, 76°27' O), à 5 km à l'est du village d'Umiujaq (Figure 01), le versant sud-ouest qui constitue le front de la cuesta expose cette séquence lithologique sur un dénivelé de plus de 230 m, en faisant l'un des reliefs les plus importants du Nunavik. Au pied de cet escarpement se trouvent des dépôts de versant qui prennent la forme d'un large talus d'éboulis. Les mouvements de versant causant un recul progressif de la paroi rocheuse dans la vallée Tasiapik ont lieu depuis la dernière déglaciation, suite au retrait de la Mer de Tyrrell qui a eu lieu il y a 7600 ans BP, puisque les dépôts de versant se superposent aux sédiments déposés par la mer postglaciaire (Hillaire-Marcel, 1976).

Divers travaux portant sur la dynamique de pente, dont ceux de Belzile (1984), Bégin et Filion (1985), St-Cyr (1986) et Marion et al. (1995), ont permis d'approfondir les connaissances sur les mouvements de versants au Nunavik, notamment en ce qui a trait aux processus actifs engendrant la formation de talus d'éboulis. Or, ces études ont été réalisées dans des régions inhabitées, très peu fréquentées, et où le relief est moins élevé que les versants de la vallée Tasiapik, qui se trouvent à proximité du village d'Umiujaq et du Parc national Tursujuq. Le corridor naturel qu'offre la vallée a d'ailleurs permis la construction d'une route qui relie Umiujaq au Lac Tasiujaq, ce dernier faisant partie du Parc national, où l'on pratique de nombreuses activités récréotouristiques. Cette route, fréquentée par les locaux et les touristes, sillonne le versant sud-ouest de la vallée à proximité des talus d'éboulis. La présence de débris rocheux de grande taille, déposés au-delà de la route, témoigne de trajectoires d'éboulis ou d'éboulement potentiellement dangereuses, pouvant menacer la sécurité des usagers de la route. Cette étude vise donc à documenter les processus gravitaires qui affectent les versants et qui ont permis le développement de talus d'éboulis dans la vallée d'après la caractérisation topographique, granulométrique, pétrographique et végétative de ceux-ci.

1. Données et méthodes

Des relevés ont été réalisés le long de sept profils longitudinaux (T1 à T7) à l'aide d'un DGPS (*Differential Global Positioning System*). Les coordonnées obtenues permettent de réaliser des profils topographiques et ainsi d'avoir un aperçu de la micro-topographie du talus et de la forme générale des profils. Les données granulométriques et pétrographiques ont été récoltées sur trois de ces profils (T1, T4 et T7), à différentes stations d'échantillonnage disposées à intervalle de 10 à 15 m à partir de l'apex du talus jusqu'à sa base ; 50 débris rocheux ont été mesurés (longueur, largeur, épaisseur) et identifiés à chaque station. Une caractérisation du couvert végétal a été effectuée à chacune de ces

stations, d'abord en déterminant le type de végétation retrouvé (lichens, mousses, plantes herbacées et arbustes) puis en estimant le pourcentage de recouvrement sur les débris et entre ceux-ci.

2. Résultats

2.1. Topographie

Le talus d'éboulis possède un profil généralement concave avec un angle moyen de 25,7° ; les angles mesurés sont compris entre 23,3° et 27,9° (Figure 02). Toutefois, la topographie est plus complexe au niveau du profil T7, au sud du talus, alors que le profil est presque linéaire dans sa partie apicale et chaotique dans sa partie distale, s'expliquant par la présence de débris plus volumineux développant une texture ouverte marquée. Ainsi, on peut assumer qu'il y a une remobilisation des débris en surface sur la majorité du talus où l'on observe une concavité dans les profils, alors que les profils linéaires indiquent que l'angle de repos des débris est en voie d'être atteint et qu'un équilibre entre apports et sortie de matériel est en cours.

2.2. Granulométrie et pétrographie

La partie apicale du talus est caractérisée par une abondance de débris de roches sédimentaires (~81%) par rapport aux débris basaltiques (~19%). Ces débris ont une taille moyenne variant entre 12 et 72 cm et présentent une morphologie plate et très anguleuse. Ces deux paramètres font en sorte qu'ils se retrouvent plus facilement piégés dans les nombreux vides offerts par la texture ouverte du talus, ce qui permet en partie d'expliquer leur grande concentration vers le haut du talus. De plus, comme les strates de roches sédimentaires se retrouvent dans le bas de la séquence exposée par la cuesta, les débris de roches sédimentaires tombent d'une hauteur plus faible que celle des blocs de basalte, leur imposant une longueur de parcours plus courte.

Dans la partie distale du talus, on retrouve une plus grande proportion de débris basaltiques (~27%) qu'en amont. Même si la proportion de débris de roches sédimentaires est élevée, la taille moyenne augmente tout de même par rapport à l'apex du talus, soit entre 22 et 84 cm. Cependant, nous n'avons pas tenu compte du profil T7 dans ces calculs puisqu'on y retrouve que des blocs de basalte dans la partie distale, et que leur taille est fortement disproportionnée par rapport au reste de l'échantillon (Figures 02 et 03). En effet, la taille des blocs mesurés dans ce secteur se situe entre 1 et 17 m. La plus grande concentration de débris basaltiques dans la partie distale du talus s'explique par trois paramètres : (i) la hauteur de chute, (ii) la taille des débris et (iii) la morphologie des débris. Dans le premier cas, considérant que le basalte constitue la strate lithologique sommitale de la cuesta, on peut présumer que les débris acquièrent une énergie

importante lors de leur chute vers le bas du versant. Puis, dans le deuxième et le troisième cas, le volume important et l'aspect plus massif des débris leur permettent d'être transportés plus facilement vers le bas du versant en ayant une meilleure capacité de roulement.

Les débris retrouvés du côté opposé de la route, tous des basaltes, sont de taille comparable à ceux situés dans la partie distale du profil T7 (Figure 02). Ils sont concentrés sur une petite zone d'à peine 40 m de long par 20 m de large, située à environ 140 m du talus principal et à 50 m au-delà de la route, au niveau du profil T1.

2.3. Couvert végétal

La végétation s'étant développée sur le talus d'éboulis a été catégorisée en quatre catégories, soit les lichens, les mousses, les plantes herbacées et les arbustes, représentant une progression de la succession végétale, qui permet d'évaluer l'activité relative du versant. Au contact avec la paroi rocheuse, une mince bande de végétation de quelques mètres a été observée sur toute la longueur du talus, colonisés majoritairement par les arbustes et les herbacées. La présence de cette bande peut s'expliquer par l'abri naturel que confère les ressauts rocheux dans le bas de la paroi, créant ainsi une zone dépourvue de débris frais, ceux-ci se déposant plus en aval sur le talus. Ensuite, les lichens et les mousses sont très abondants du sommet à la base du talus, où le pourcentage de recouvrement sur les débris a été estimé à 60%. Cependant, ce pourcentage baisse de moitié (30%) vers le milieu du talus, au niveau du profil T4, où s'est mis en place un cône de débris proéminent formé sous une encoche en cours de creusement. Enfin, le pourcentage de recouvrement entre les débris augmente vers le bas du talus, passant de 27% près de l'apex à 42% en zone distale, s'expliquant par une remobilisation plus importante des débris emmenés vers les secteurs distaux.

Au pied du talus, une zone boisée fractionnée s'étend jusqu'à la route située plusieurs dizaine de mètres plus loin. Cette situation, combinée à une faible mobilisation des débris, a permis à la végétation de se diversifier près de la base du talus, amenant des herbacées, des arbustes et des épinettes noire (*Picea mariana*) à s'établir directement sur les débris rocheux qui présentent une texture plus fermée. Néanmoins, la présence d'épinettes ayant subi un impact avec un débris suggère qu'il y a bel et bien un apport récent de matériel provenant du versant, mais que ces processus ne seraient pas assez récurrents pour freiner la progression de la végétation arbustive et arborescente vers le talus (Figure 04). S'il ne s'agit pas d'un impact dû au mouvement d'une roche, il s'agit de processus avalancheux, considérant que le couvert neigeux persiste tard au printemps de ce côté de la vallée en raison de son orientation nord-est et de l'ombrage engendré par la paroi rocheuse. Enfin, des débris rocheux ont pu être retrouvés sous l'épais tapis de mousses et lichens qui recouvre le sol de la zone boisée alors que peu d'entre eux se trouvaient en surface, témoignant de l'activité du versant avant la densification du couvert végétal ; des photos aériennes suggèrent d'ailleurs que la densification a été importante après 1957 (Figure 05).

Conclusion

Les résultats obtenus ont permis de distinguer deux types d'éboulis dominants sur le site étudié, soit les chutes de débris de roches sédimentaires et les chutes de blocs de basalte. Dans le premier cas, la taille réduite et la morphologie anguleuse des débris (en raison d'un débitage en plaquettes de la paroi) de même que l'énergie acquise lors de la chute ne leur permettent pas d'atteindre de longues distances de parcours en pied de pente ; ils se concentrent alors davantage sur le talus, alors qu'ils représentent plus de 80% des débris retrouvés dans le haut du talus. Dans le deuxième cas, les blocs de basalte ont la capacité d'être transportés sur de plus longues distances, soit en raison de leur grande taille, de leur morphologie plus ramassée et arrondi (car la couche de basalte sommitale porte les marques puissantes de l'érosion glaciaire), et de l'énergie importante acquise lors de leur chute. Néanmoins, ils ne représentent que 20% des débris mesurés sur le talus, témoignant d'événements de chute plus rares que dans le cas des roches sédimentaires. Cependant, le secteur sud du talus, où l'on retrouve de très gros blocs de basalte, a possiblement été le théâtre d'un seul événement de chute, mais dont le volume de débris transporté fut significativement plus important que les autres chutes. Le même constat peut être fait pour la zone extra-distale du côté opposé de la route où sont concentrés une dizaine de blocs de basalte. La faible pente entre le talus et cette zone témoigne d'ailleurs de l'énergie importante acquise par les débris ainsi que de leur grande capacité de roulement.

Des observations menées au sommet de la cuesta, près de la corniche, nous ont permis de constater l'impact considérable des processus périglaciaires, en l'occurrence la gélifraction et le soulèvement gélival, sur le démantèlement du substrat rocheux, ainsi que celui, probable, de la détente postglaciaire associée au fort relèvement glacio-isostatique que connaît la région depuis environ 8000 ans BP. Il a été aussi possible d'observer un réseau hexagonal où s'amorcent les fissures dans le roc ainsi que des fractures de plusieurs dizaines de mètres de long, parallèles à l'escarpement, parcourant le haut de le corniche (Figure 06). Enfin, la présence d'une zone d'accumulation perchée sur un ressaut rocheux directement sous la corniche témoigne d'une phase de transit des débris avant qu'ils soient transportés jusqu'au bas du versant.

Les chutes de basalte constituent un risque (Figure 07) plus important que les chutes de roches sédimentaires, bien que ce risque est difficile à évaluer à ce moment puisque la dynamique du versant à court terme reste méconnue. De plus amples investigations permettront d'approfondir les connaissances sur les mécanismes déclencheurs d'éboulis dans un contexte subarctique et de définir un cadre temporel de la récurrence de ces mouvements gravitaires.

Références bibliographiques

Bégin, C., et Filion, L. (1985). Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain de la région du Lac à l'Eau Claire (Québec nordique). Canadian Journal of Earth Sciences, 22(2), 175-182.

Belzile, M. C. (1984). Les versants rocheux périglaciaires à la presqu'île des Manitounouc Kuujjarapik, Nouveau-Québec. Mémoire de maîtrise. Département de géographie, Université Laval.

Chandler, F. W. (1988). The early Proterozoic Richmond Gulf Graben, East Coast of Hudson Bay, Quebec (Vol. 362). Geological Survey of Canada.

Chandler, F. W. et Schwarz, E. J. (1980). Tectonics of the Richmond Gulf Area, Northern Quebec - A Hypothesis. In Current Research, Part C, Paper 80-1C (p. 59-68). Geological Survey of Canada.

Hillaire-Marcel, C. (1976). La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. Cahiers de géographie du Québec, 20(50), 185-220.

Marion, J., Filion, L., et Hétu, B. (1995). The Holocene development of a debris slope in subarctic Québec, Canada. The Holocene, 5(4), 409-419.

Stockwell, C. H., McGlynn, J. C., Emslie, R. F., Sanford, B. V., Norris, A. W., Donaldson, J. A., Fahrig, W. F. et Currie, K. L. (1979). Géologie du Bouclier canadien. In Douglas, R. J. W. et Tremblay, L. P., Géologie et ressources minérales du Canada (p. 117-119). Energie, mines et ressources Canada.

St-Cyr, N. (1986). Formation et évolution des versants rocheux des îles centrales du lac à l'Eau Claire, Québec subarctique. Mémoire de maîtrise. Département de géographie, Université Laval.

Annexe

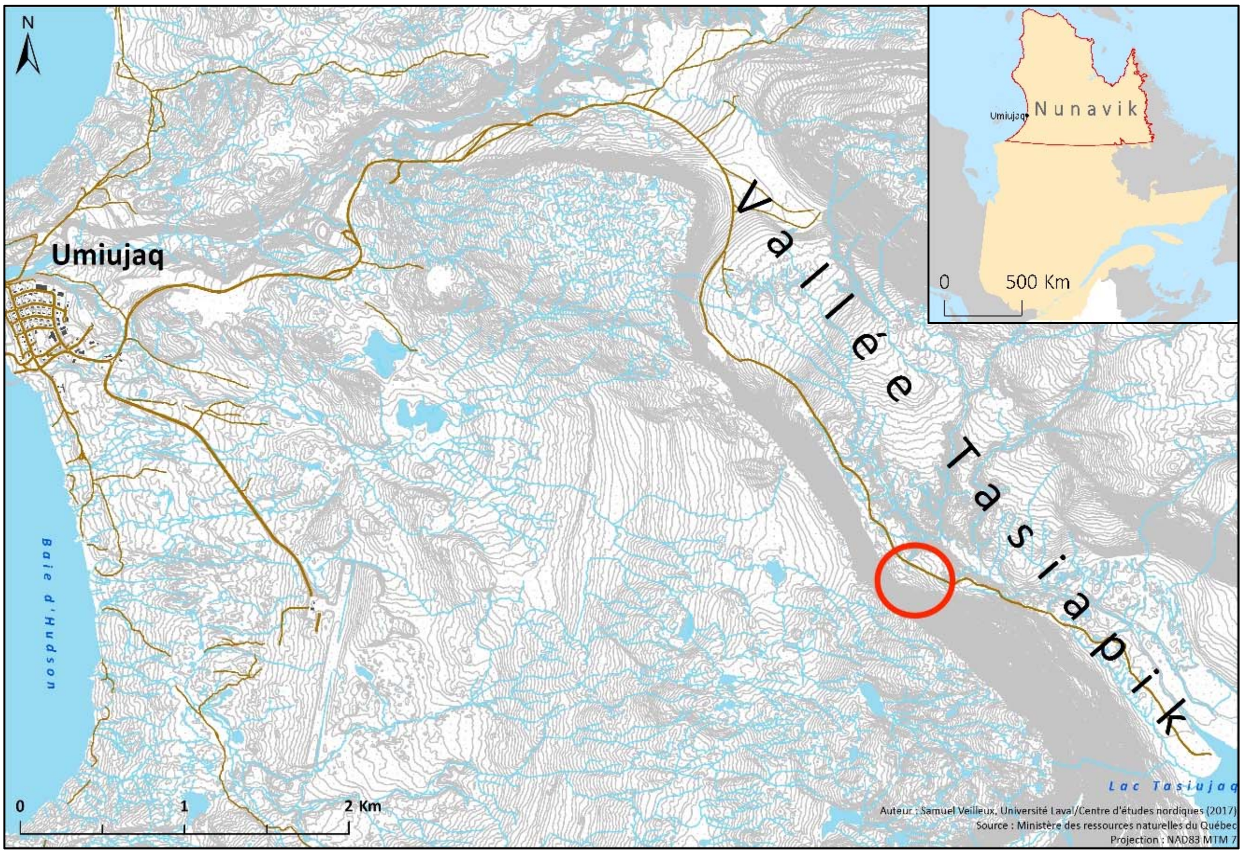


Figure 1 : *Localisation de la vallée Tasiapik et du site d'étude.*

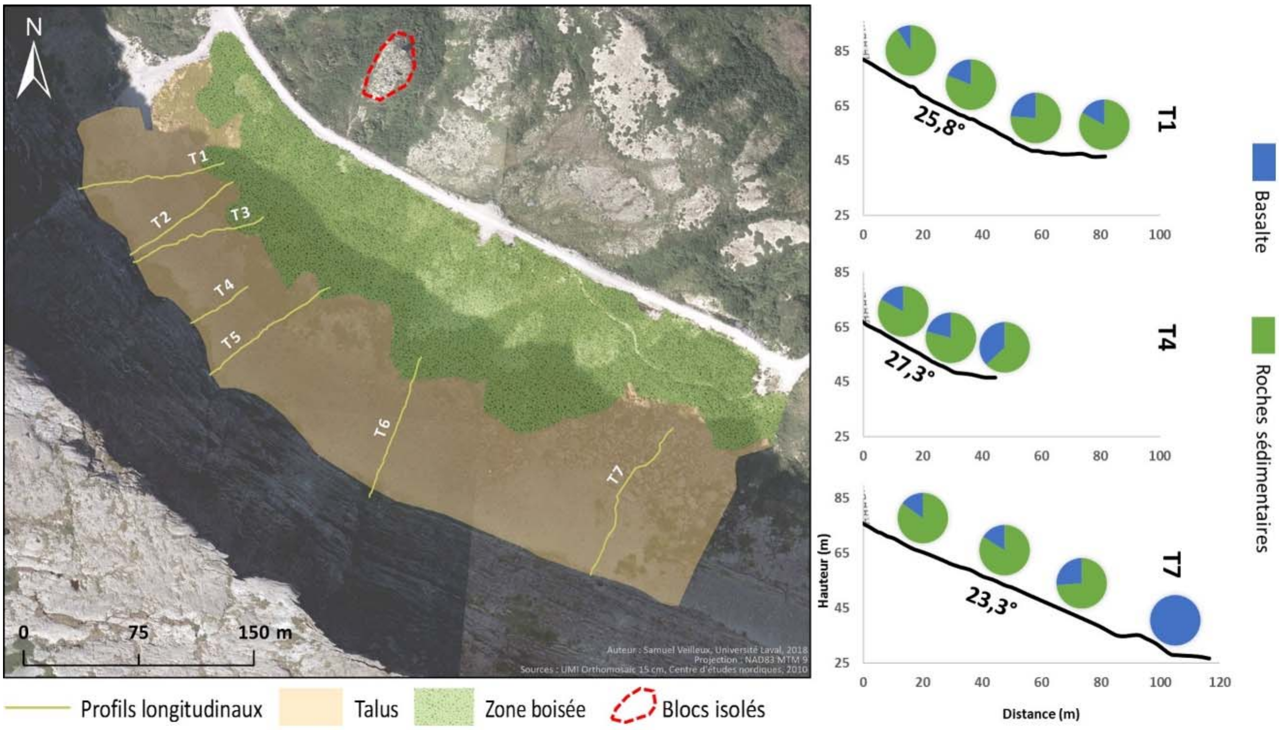


Figure 2 : *Profils topographiques et données pétrographiques obtenus sur le talus.*



Figure 3 : *Différence de taille des débris retrouvés dans la partie apicale du profil T4 (gauche) et dans la partie distale du profil T7 (droite).*

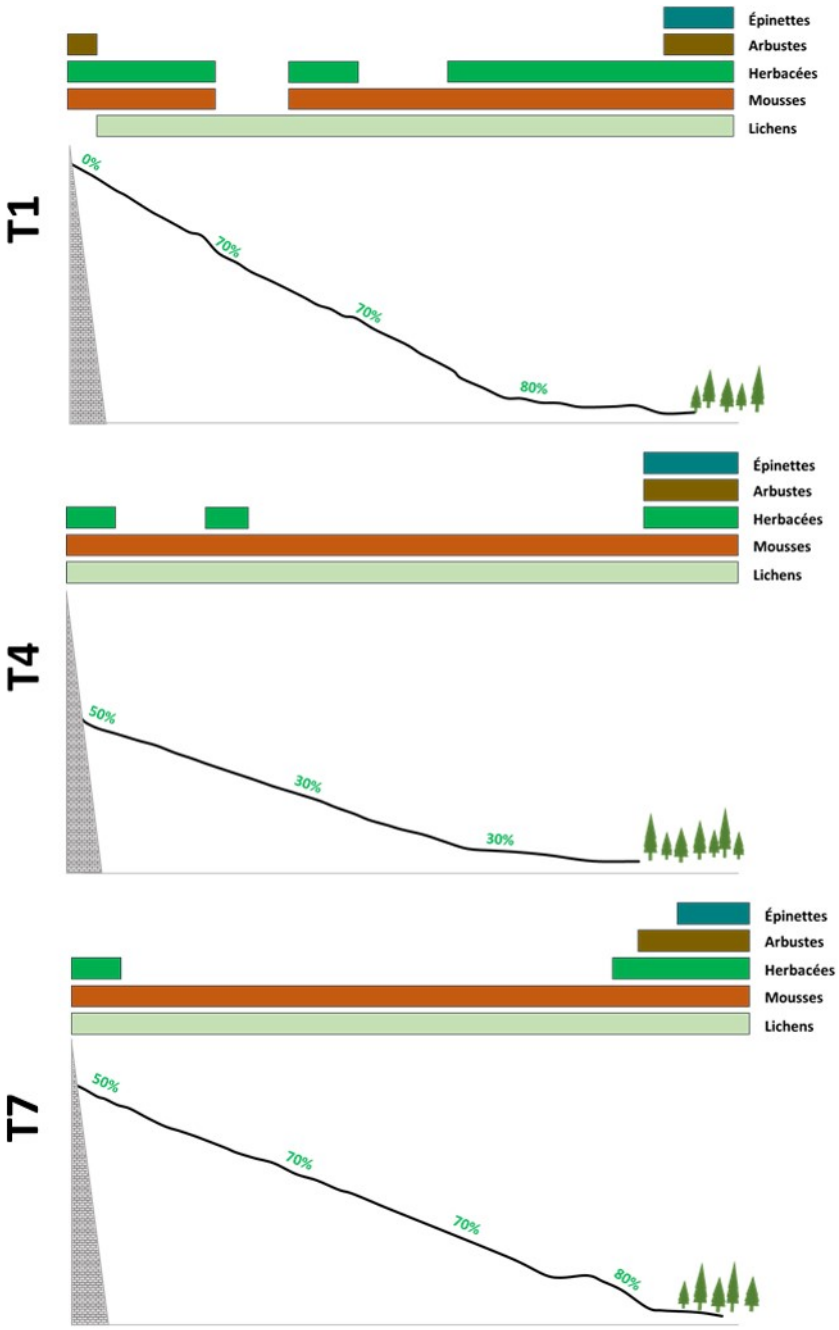


Figure 4 : *Répartition des différentes strates de végétation et recouvrement estimé sur les débris en surface entre l'apex et la base du talus.*



Figure 5 : *Densification du couvert végétal au pied du talus entre 1957 et 2010.*

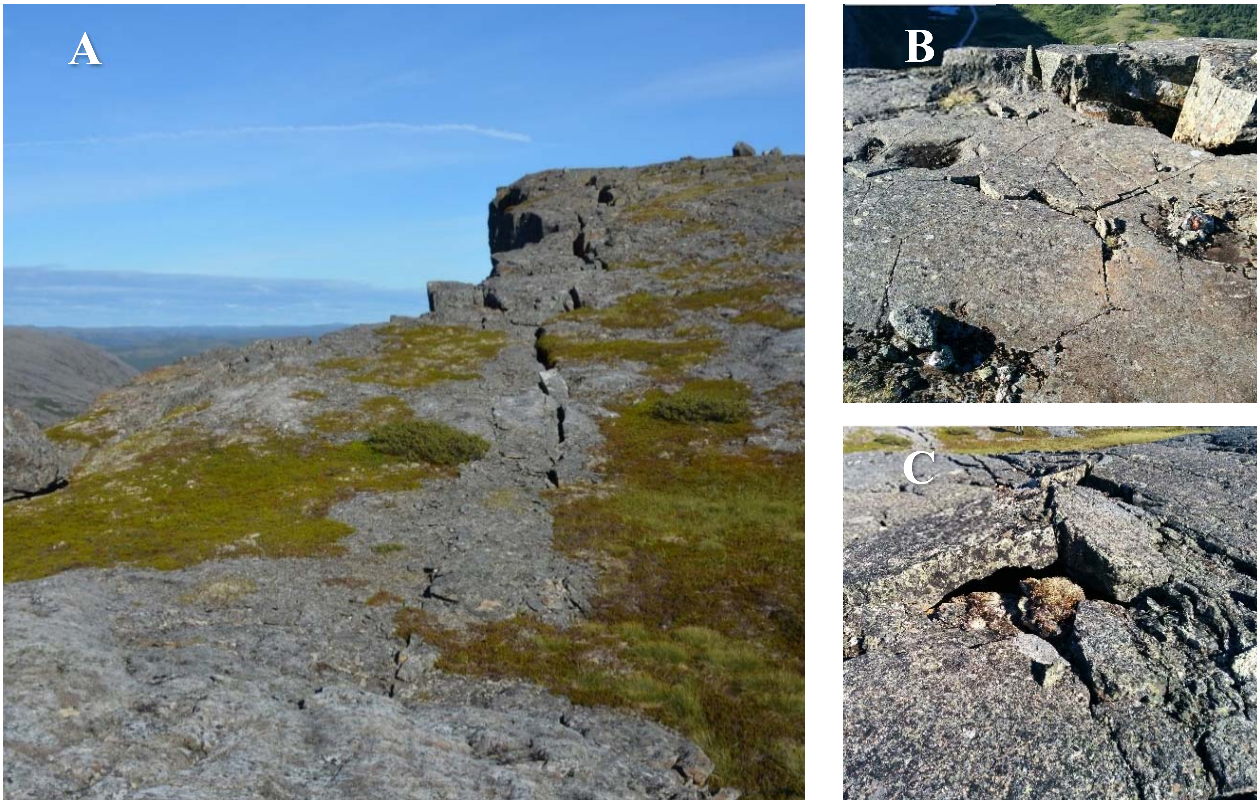


Figure 6 : *Fracture dans le basalte, parallèle à la corniche (A) ; Réseau de fissures hexagonales dans le roc (B) ; Exhaussement du roc engendré par le soulèvement gélival.*

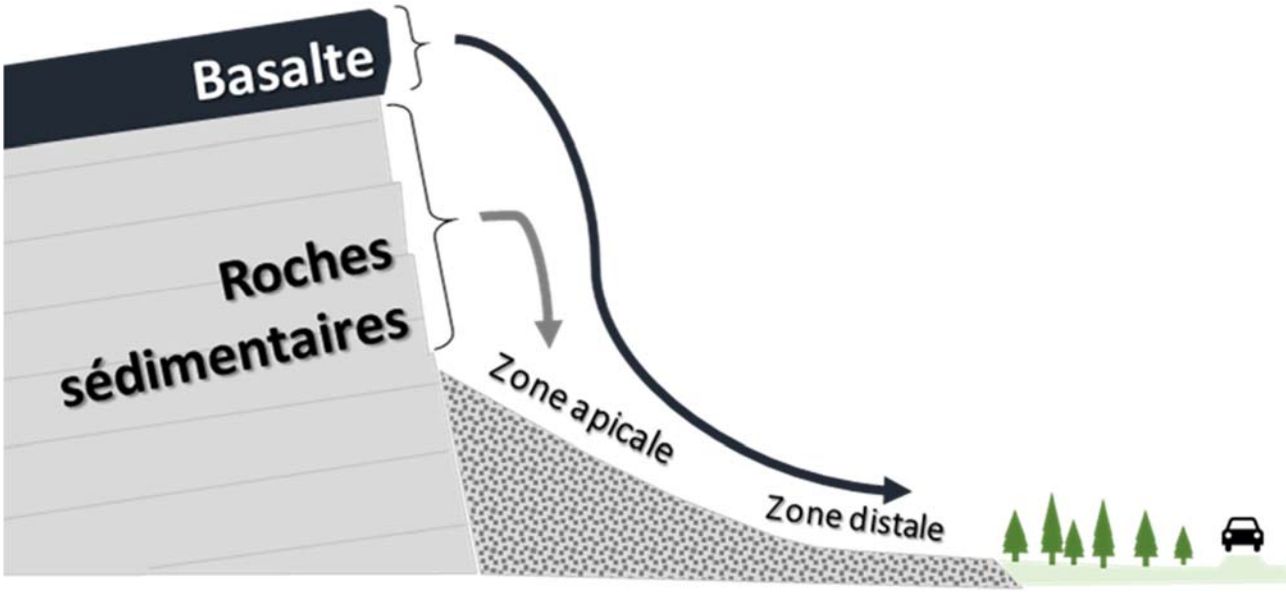


Figure 7 : *Schématisation des types d'éboulis dominants discernés d'après les différentes observations et analyses menées sur le talus.*

Evaluation des dommages inondables - étude de cas

Zeleňáková M. [(1)]***, Ganová L.*** [(1)]

[(1)] Technical University of Kosice, Faculty of Civil Engineering,
Vysokoškolská 4, 042 00 Kosice, Slovakia, e-mail : martina.zelenakova@tuke.sk

Résumé – *L'article traite de la résolution du problème de la gestion des risques d'inondation dans le but d'une gestion efficace axée sur la réduction des risques d'inondation et ainsi augmenter la protection contre les inondations. Il est élaboré dans le sens de la législation slovaque actuellement en vigueur dans le domaine de la protection contre les inondations, principalement en vertu de la directive 2007/60/CE sur l'évaluation et la gestion des risques d'inondation. L'évaluation des dommages potentiels causés par les inondations est réalisée pour la ville de Medzev, qui était dans le cadre de l'évaluation préliminaire du risque d'inondation en Slovaquie, évaluée comme une zone présentant un risque d'inondation potentiellement important. Compte tenu des résultats préliminaires, nous pouvons affirmer que dans la zone étudiée de Medzev la construction de mesures de protection contre les inondations a un sens, principalement en ce qui concerne la protection de la propriété.*

Mots-clés : risque d'inondation, dommages économiques, courbes de pertes, mesures de protection contre les inondations.

Abstract – Flood damages assessment - *The article deals with the resolution of the problem of managing flood risk with the aim of effective management focusing on reducing flood risks and thus increasing the measure of flood protection. It is elaborated in the sense of currently valid Slovak legislation in the field of flood protection, primarily according to the Directive 2007/60/EC on the assessment and management of flood risks. Assessment of potential flood damage is carried out for the town of Medzev, which was in the scope of preliminary assessment of flood risk in Slovakia evaluated as an area with an existing potentially significant risk of flood. Given the preliminary results, we can state that in the studied location of Medzev the construction of flood protection measures makes sense, mainly in relation to the protection of property.*

Keywords: flood risk, economic damages, loss curves, flood protection measures.

1. Introduction

À l'heure actuelle, il existe des tendances claires dans le monde qui indiquent que le danger du bassin fluvial augmente dans la période à venir. L'étendue et la nature extrême des épisodes de crue font ressortir la nécessité d'une conception complète des constructions, complétant les mesures de protection contre les inondations dans les zones potentiellement inondées (Houghton et al., 2001, Ganova et al., 2017). Suite aux inondations de l'été 2002, plusieurs États membres de l'UE ont attiré l'attention du Conseil de l'Union européenne sur la prévention et la protection contre les inondations. En octobre 2004, le Conseil a adopté des programmes européens d'action contre les inondations qui, après l'adoption des procédures législatives pertinentes, seront communs à tous les États

membres de l'Union européenne au moyen d'un instrument juridique contraignant fondé sur la cohérence de l'avis du Parlement européen et le Conseil. Le 23 octobre 2007, cette initiative a conduit le Parlement européen et le Conseil à adopter la directive 2007/60 / CE sur l'évaluation et la gestion des risques d'inondation. L'objectif de la directive est d'établir un cadre pour l'évaluation et la gestion des risques d'inondation au niveau communautaire afin de réduire les impacts négatifs des inondations sur la santé humaine, l'environnement, l'activité économique et le patrimoine culturel.

Dans le cadre de la réalisation des objectifs de la directive, l'évaluation des risques et les méthodes d'analyse des risques attirent de plus en plus l'attention car elles permettent d'évaluer l'efficacité des coûts d'atténuation et d'optimisation des investissements (Ganoulis, 2003). Le développement des méthodes d'analyse des risques est étroitement lié à la classification du territoire en fonction de sa vulnérabilité, à la modélisation mathématique des processus de pluviométrie-drainage et aux débits d'eau lors de l'évaluation des inondations et des dommages. De manière générale, la plupart des méthodes utilisées pour déterminer les dommages potentiels causés par les inondations dans le monde reposent sur le même principe d'utilisation de la courbe des pertes.

L'utilisation de modèles mathématiques et de systèmes d'information géographique est devenue un outil commun pour évaluer et interpréter les données dans la gestion des inondations. L'objectif du déploiement de ces outils est notamment d'accélérer le processus d'analyse des risques dans les zones inondables et la cartographie des dommages et des risques d'inondation. L'objectif est également d'utiliser des sources de données facilement disponibles, maintenues dans le temps et homogènes sur l'ensemble du territoire. C'est également un outil commun utilisé dans la gestion des inondations, respectivement instrument dans le processus décisionnel. La gestion des risques d'inondation est un processus décisionnel qui suit les résultats du processus d'évaluation des risques d'inondation. Le but de ce processus est de proposer un moyen optimal de réduire le risque à un niveau acceptable. Le processus de gestion des risques d'inondation a été fait par l'évaluation des dommages causés par les inondations dans la ville de Medzev, dans le sud-est de la Slovaquie

2. Zone d'étude

La ville de Medzev (figure 1) appartenant au district de Košice et à ses environs dans la région de Košice (sud de la Slovaquie), a été sélectionnée pour l'évaluation des dommages potentiels dus aux inondations et des risques d'inondation.

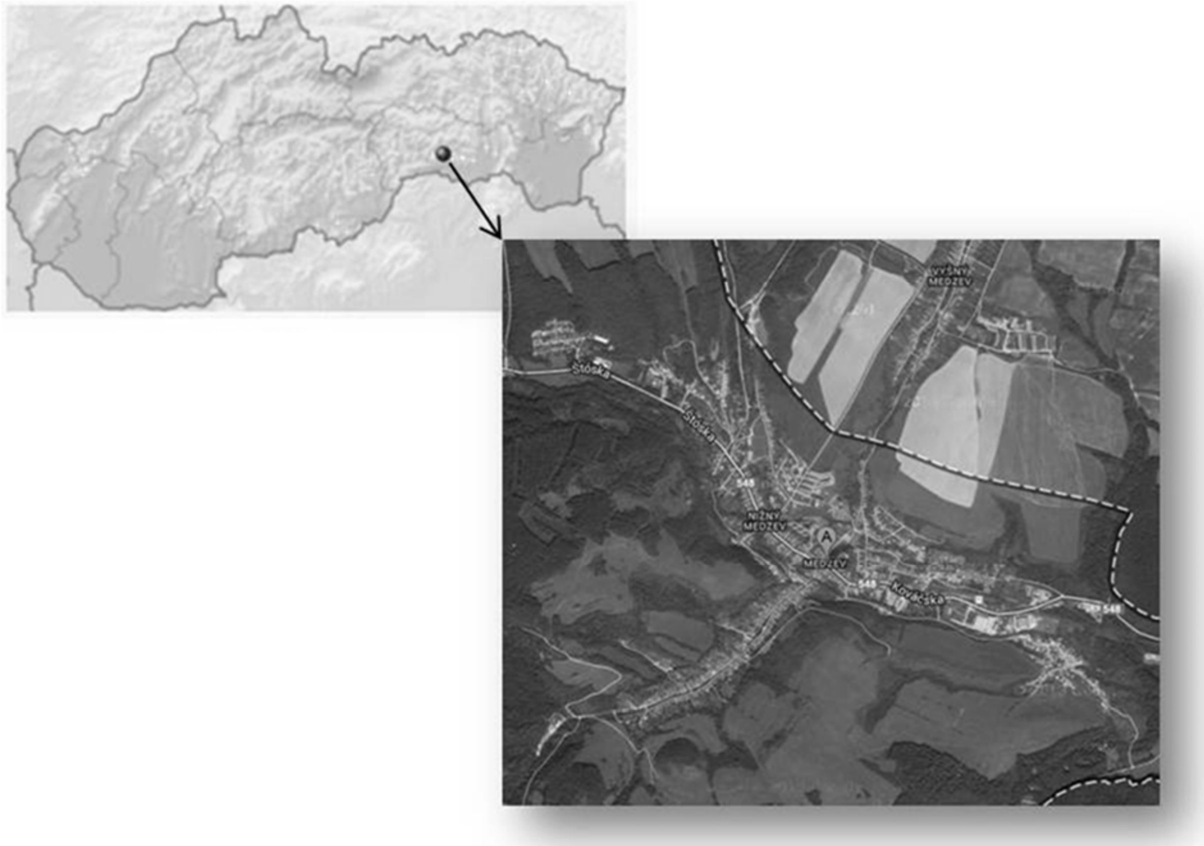


***Figure 1 :** Localisation de Medzev en Slovaquie*

Le cours d'eau Bodva traverse la ville Medzev. Les cours d'eau Bodva sont classés comme des cours d'eau significatifs et ont un potentiel d'inondation. Comme la ville de Medzev a été incluse en 2011 sur la base d'une évaluation préliminaire des risques d'inondation dans les zones présentant un risque d'inondation, il est essentiel d'aborder ce domaine en priorité. Dans ce domaine, il est nécessaire de mettre en place des mesures de protection contre les inondations qui seront efficaces non seulement en termes de protection mais aussi en termes économiques, sociaux et environnementaux.

Le but de cette partie de l'article est la quantification objective des dommages causés par les inondations et des risques d'inondation dans la localité, qui sont ensuite classés en termes d'efficacité et d'acceptabilité.

3. Matériaux et méthodes

À l'heure actuelle, comme dans le présent document, l'attention est portée principalement sur les dommages matériels (dommages économiques). L'ampleur des pertes économiques dépend principalement de la coordination des inondations et des facteurs territoriaux. Le calcul des différentes catégories de dommages nécessite une approche distincte et des intrants différents.

Le problème de l'évaluation des dommages potentiels causés par les inondations sur la propriété a été très bien développé en République tchèque dans la thèse de dissertation (Horský, 2008), utilisée plus tard dans la même année dans la proposition "Méthodologie de détermination des risques d'inondation dans les zones inondées" (Drbal et al., 2008). Les dommages directs aux inondations potentielles sont déterminés dans ces publications par une procédure basée sur l'application de courbes de dommages, respectivement de courbes de pertes (Pandi, 2002).

En raison des solutions de construction et d'infrastructure très similaires en Slovaquie et en République tchèque, la méthodologie modifiée proposée en République tchèque est utilisée pour le calcul des dommages matériels dans ce travail en ville en Slovaquie.

Les dommages directs causés par les inondations sont basés sur l'application des courbes de pertes, basées sur les prix d'acquisition de chacune des catégories d'objets évaluées et sur les fonctions de perte créées par l'analyse détaillée des inondations sur des catégories de bâtiments et parties de structures selon la structure des divisions de l'artisanat composants de construction selon la classification de l'uniforme des chantiers de construction (Drbal et al., 2008). La différence est à prix d'acquisition, qui sont dérivés du prix budgétaire moyen par unité de mesure dans l'industrie de la construction par UNIKA publié par l'Institute of Building Economics (2012).

Pour le calcul des dommages potentiels immatériels aux biens, une relation générale est utilisée (Horský, 2008), qui est modifiée sous la forme suivante (1) :

$$\check{S}_{Mik} = V_{ik} C_k S_k \tag{1}$$

où :

$\check{S}_{Mik}$ est la valeur du dommage quantifié de l'objet donné i dans la catégorie *k* [€],

i l'index d'objet dans la catégorie donnée *k*,

k l'indice des catégories individuelles de la construction,

V la taille ou la quantité d'objet affecté par catégorie [pcs, m, m^2, m^3],

C prix unitaire de l'unité de mesure en fonction de la catégorie nominale [€/pc ; €/m ; €/m^2 ; €/m^3] ;

S est la perte pour chaque catégorie, exprimée en termes d'inondation ou de profondeur d'inondation [%].

Le principe de base du calcul des dommages pour chaque catégorie de construction est toujours le même ; la différence ne concerne que les unités de mesure et leurs prix, où les objets sont généralement calculés en unités de longueur [m] dans le cas de réseaux d'ingénierie et dans le cas de bâtiments en unités d'espace obsolète [m^3] de terres agricoles en unités de surface [m^2].

Chaque courbe de perte est exprimée dans une plage de valeurs de dommages potentiels. Les limites supérieures (max) et inférieures (min) des dommages sont utilisées en raison des différentes possibilités d'application des défauts des différentes parties de la structure aux dommages qui en résultent. Les courbes de pertes utilisées dans le calcul peuvent être de type dual (Drbal et al., 2011) :

- dépend de la profondeur de l'inondation dans les objets de construction et
- ne dépend pas de la profondeur des inondations - réseaux d'ingénierie, infrastructures et agriculture.

Les dommages matériels sont calculés pour chaque catégorie selon la relation ~~suivante~~ (2) :

$$\check{S}_{Mk} = \sum \check{S}_{Mik} \quad (2)$$

où :

$\check{S}_{Mk}$ est la valeur des dommages quantifiés dans la catégorie *k* [€],
$\check{S}_{Mik}$ est la valeur du dommage quantifié de l'objet donné également dans la catégorie *k* [€].

Ensuite, le total des dommages à la propriété dans le territoire évalué est calculé comme la somme des pertes des catégories d'actifs individuelles pour le Q_N donné comme suit (3) :

$$\check{S}_{M} = \sum \check{S}_{Mk} \quad (3)$$

où :

$\check{S}_{M}$ est la valeur du total des dommages quantifiés à l'actif [€],
$\check{S}_{Mk}$ est la valeur des dommages évalués dans la catégorie *k* [€].

Les données et procédures suivantes pour la détermination des dommages potentiels causés par les inondations sur les biens, par catégorie de bâtiments sont décrites ci-dessous, ainsi que la détermination de leurs taux unitaires et de pertes. Nous avons utilisé les propositions du prix budgétaire moyen par unité de mesure pour 2012 (UNIKA, 2012).

4. Résultats

Selon la méthodologie proposée, le contenu de cette section est divisé en trois étapes :

1. Estimation des dommages potentiels causés par les inondations à la propriété.

2. Calcul du risque d'inondation sur la base de l'évaluation de l'étendue des dommages pour les plaines d'inondation désignées et de la probabilité de leur occurrence.

3. Sélection de mesures de protection contre les inondations rentables, qui répondent en même temps aux niveaux d'acceptation des risques environnementaux et sociaux résultant des inondations.

Le résultat est une proposition d'objets de protection contre les inondations qui seront efficaces en termes de protection, ainsi que d'un point de vue économique, social et environnemental.

Suivant la méthodologie proposée, le premier groupe de dommages à la propriété est les dommages aux bâtiments.

La méthodologie de quantification des dommages causés par les inondations sur la propriété est basée sur les procédures basées sur l'application des courbes de pertes, la cartographie de la répartition des actifs dans les plaines inondables (Figure 2) et le relevé local du site.

Un document important pour évaluer les dommages potentiels causés par les inondations à la ville de Medzev est le "plan de ville de Medzev" préparé par Envio s.r.o. en 2013 et les cartes d'inondation fournies par DHI (Danish Hydraulics Institute) Slovaquie, s.r.o.

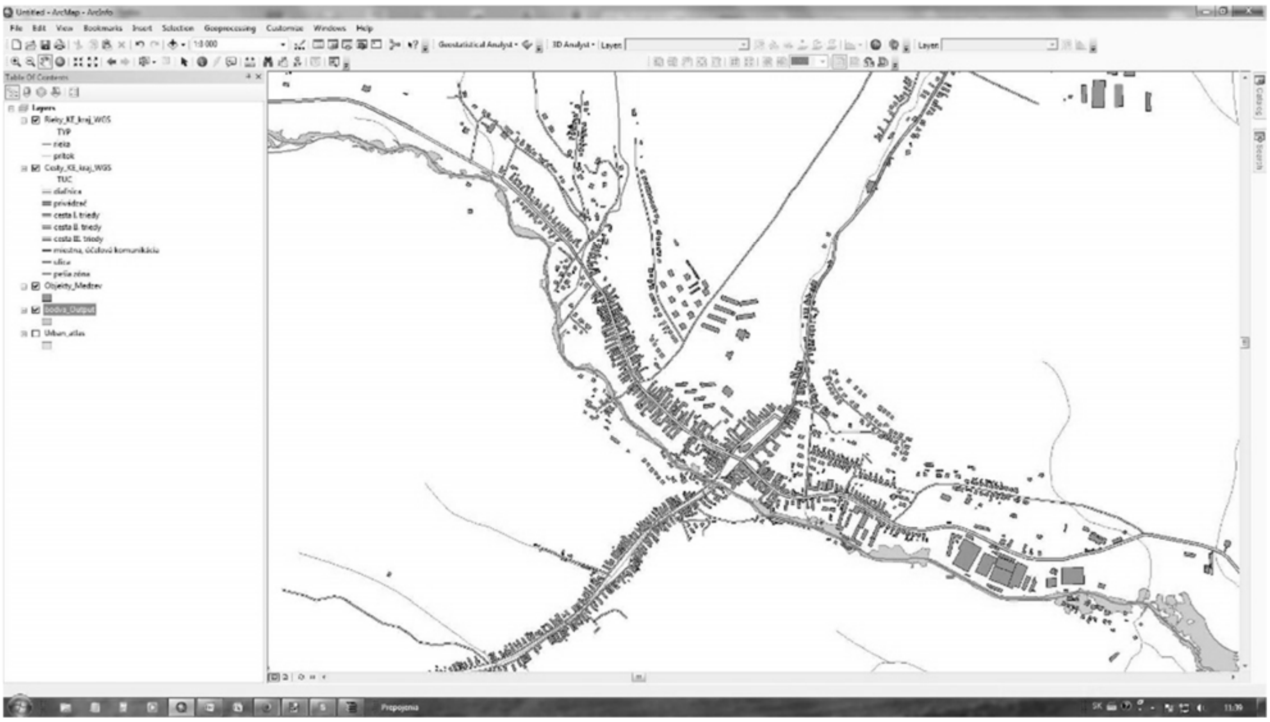


Figure 2 : *La gamme des bâtiments inondés pour Q_5 (sortie ArcGIS 10)*

Le calcul des dommages causés par les inondations aux bâtiments est basé sur une relation de base (1) où les dommages totaux sont calculés comme la somme des dommages causés aux bâtiments individuels (3). Pour chaque bâtiment, les dommages sont calculés en fonction de la superficie du bâtiment, de la profondeur de l'inondation et du prix d'achat moyen pour 1 m^2 de bâtiment d'un étage. Par souci de simplicité et en raison du manque de détails, un seul type de bâtiment est considéré, en supposant une hauteur standard d'un étage de 3 m. Les dommages causés par les inondations (min et max) aux bâtiments sont calculés et présentés pour différentes périodes de retour au Tableau 1.

Tableau 1 : *Dommages causés par les inondations pour différentes périodes de retour*

Q_N	Dommages aux bâtiments $Š_B$ [€]	
	min	max
Q_5	109 753,30	166 609,40
Q_{10}	136 096,50	209 278,70
Q_{50}	757 690,00	1 178 341,80
Q_{100}	838 069,50	1 304 582,10
Q_{1000}	1 121 201,40	1 754 652,30

Le but de cet article était d'estimer ou, respectivement, de calculer les dommages potentiels causés par les inondations à la propriété dans les plaines inondables de Medzev (Figure 2). Dans le Tableau 1, les valeurs des dommages potentiels dus aux inondations dans la plage de valeurs dans laquelle les dommages réels (min, max) en euros pour les flux individuels Q_5, Q_{10}, Q_{50}, Q_{100} et Q_{1000} doivent être mesurés.

Sur la base de ce calcul, la nécessité d'une mesure de protection contre les inondations devrait être conçue. La mesure la plus efficace sera la construction du bassin sec au-dessus de la ville à la rivière Bodva. Ce bassin asséché est également inclus dans les plans de gestion des inondations du bassin versant de la Bodva (MoE, 2015).

4. Conclusion

La principale raison du calcul des dommages potentiels causés par les inondations est la proposition d'une procédure pour sélectionner les combinaisons de mesures les plus rentables pour réduire l'impact des inondations sur la santé humaine, l'environnement et leurs actifs, qui serviront de base à l'établissement des inondations, plans de gestion des risques. L'essentiel est de créer un cadre conceptuel qui peut et doit être adapté à la nature et aux besoins de chaque bassin hydrographique. Cela garantit une approche cohérente et l'efficacité nécessaire dans les plans de gestion des risques d'inondation qui ont été achevés par les États membres d'ici 2015 conformément à la directive 2007/60/CE sur l'évaluation et la gestion des risques d'inondation et sera révisée en 2021.

Il est important de garder à l'esprit qu'une inondation dans une économie moderne devrait entraîner toute une gamme de conséquences. Les coûts des dommages causés par des phénomènes météorologiques extrêmes (parmi lesquels les inondations constituent une catégorie majeure) ont montré une tendance à la hausse rapide à l'échelle mondiale. La portée et l'extrémité des épisodes de crue font ressortir la nécessité de concevoir et de construire un système complet de mesures de protection contre les inondations dans les zones inondables potentielles. L'objectif principal du document est la proposition d'un processus d'évaluation du risque d'inondation dans le but de réduire les conséquences

négatives sur les activités économiques associées aux inondations. Les conséquences des inondations peuvent prendre plusieurs formes : dommages matériels, blessures, décès, contamination de l'environnement, etc. Les dommages potentiels causés par les inondations sont liés à des biens meubles et immeubles et à des valeurs naturelles et paysagères variées dans les zones inondées. Dans ce document, le processus de détermination des dommages potentiels causés par les inondations à la propriété (dommages économiques) est appliqué dans le but d'une protection efficace contre les inondations dans la zone.

Ce travail a été soutenu par le projet de l'Agence d'éducation scientifique 1/0278/18.

Références bibliographiques

*** (2007) *Directive on the assessment and management of flood risks*. Official J, L288, pp. 27–34. Brussels : The European Parliament and the Council of the European Union, (2007/60/EC)

*** (2015) *Flood risk management plan in Bodva river basin*. Ministry of Environment of the Slovak Republic Available at http://www.minzp.sk/.

Drbal, K. et al. (2008), *The methodology for setting flood risk and flood damage in the area* (in Czech). Brno : WRI TGM.

Drbal, K. et al. (2011), *Maps of the risks arising from the flood hazard in the country (in Czech)*. Final Report. Brno : WRI TGM.

Ganoulis, J. (2003), *Risk-based floodplain management : a case study from Greece*. Int J River Basin Manag, 1 :41–47.

Hardmeyer, K, Spencer, M.A. (2007), Bootstrap methods : another look at the Jackknife and geographic information systems to assess flooding problems in an urban watershed in Rhode Island. Environ Manag, 39 :563–574.

Horský, M. (2008), *Methods of potential flood damages assessment and its application using GIS (in Czech)*. Thesis. Praha : Faculty of Civil Engineering.

Houghton, J.T. et al. (2001), Climate Change : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. WMO and UNEP.

Lenka Gaňová, Martina Zeleňáková, Pavol Purcz, Daniel Constantin Diaconu, Tomáš Orfánus, Žofia Kuzevičová *(2017), Identification of urban flood vulnerability in Eastern Slovakia by mapping the potential natural sources of flooding – implications for territorial planning*, Urbanism. Arhitectură. Construcții, Vol. 8, nr. 4. pp 365-376.

Pandi G., 2002, Riscul în activitatea de apărare împotriva inundațiilor (The risk in protection activities against floods), Riscuri si catastrofe, Cluj, pp. 131-141.



UNIVERSITAS • NAPOCENSIS
ROMANIA
PRESA UNIVERSITARĂ

978-606-37-0361-4